

**Десятая Международная
конференция по мерзлотоведению**

TICOP

Proceedings of the Tenth International Conference on Permafrost
Tyumen State Oil and Gas University
Salekhard, Yamal, Tyumen region, Russia
June 26–30, 2012

Tenth International Conference on Permafrost

Edited by Vladimir P. Melnikov and Kenneth M. Hinkel

(Russian Version)

Труды Десятой Международной конференции по мерзлотоведению
Тюменский Государственный нефтегазовый университет
Салехард, ЯНАО, Тюменская область, Россия
26–30 июня 2012 г.

Десятая Международная конференция по мерзлотоведению

Под редакцией акад. В.П.Мельникова и проф. К.М.Хинкеля

(русскоязычная версия)

Десятая Международная конференция по мерзлотоведению
Под редакцией акад. В.П.Мельникова и проф. К.М.Хинкеля

© 2012 Тюменский Государственный нефтегазовый университет
Тюмень, Россия
All rights reserved.

Отпечатано в России

К участникам конференции

Ректор Тюменского государственного
нефтегазового университета,
профессор

В.В. Новоселов

Директор Института криосферы Земли
СО РАН, академик

В.П. Мельников

Губернатор Ямало-Ненецкого
автономного округа

Д.Н. Кобылкин

Международный Оргкомитет TISOP

Имя	Страна
Ханс Вольфганг Хуббертен	Германия
Михаэль Краутбраттер	Германия
Лотар Шрот	Австрия
Изабель Гёртнер Роер	Швейцария
Марсия Филлипс	Швейцария
Филипп Дэлайн (вместо себя предложил Филипп Щёнайх)	Франция
Ханне Кристиансен	Норвегия
Норикацу Мацуока (вместо себя предложил Мамору Ишикава)	Япония
Владимир Романовский	США
Джерри Браун	США
Энтони Левкович	Канада
Дон Хэйли	Канада
Хуиджунь Цзинь	Китай
Ма Вэй	Китай
Гонсалу Визейра	Португалия
Энрике Серрано	Испания
Меган Балкс	Новая Зеландия
Бо Эрберлинг	Дания
Дроздов Д.С.	Россия
Хьюг Лантью	Германия

Национальный Оргкомитет ТИСОР

Новоселов В.В. (Председатель)	- Ректор Тюменского государственного нефтегазового университета
Мельников В.П. (Заместитель председателя)	- Директор Института криосферы Земли СО РАН
Кобылкин Д.Н. (Заместитель председателя)	- Губернатор Ямало-Ненецкого автономного округа
Якушев В.В.	- Губернатор Тюменской Области
Мажаров А.В.	- Заместитель губернатора ЯНАО, директор департамента международных и внешнеэкономических связей
Андреев О.П.	- Генеральный директор ООО «Газпром добыча Ямбург»
Котляков В.М.	- Директор Института географии РАН
Осипов В.И.	- Директор Института геоэкологии РАН
Бакланов П.Ю.	- Директор Тихоокеанского института географии ДАН
Фролов И.Е.	- Директор Арктического и антарктического научно-исследовательского института
Чжан Р.В.	- Директор Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН
Долгих Г.М.	- Директор «ФундаментСтройАркос»
Минкин М.А.	- Директор ФГУП «Фундаментпроект»
Каминский В.Д.	- Директор ФГУП «ВНИИОкеангеология»
Абрамов А.А.	- Институт физических, химических и биологических проблем почвоведения РАН
Анисимов О.А.	- Государственный гидрологический институт, Росгидромет
Брушков А.В.	- Московский государственный университет, геологический факультет
Гиличинский Д.А.	- Институт физических, химических и биологических проблем почвоведения РАН
Григорьев М.Н.	- Институт Мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН
Дроздов Д.С.	- Институт криосферы Земли СО РАН
Дубровин В.А.	- ФГУП «ВСЕГИНГЕО»
Железняк М.Н.	- Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН
Кондратьев В.Г.	- Читинский Государственный Университет
Конищев В.Н.	- Московский государственный университет, географический факультет
Коробова Т.А.	- Институт криосферы Земли СО РАН
Курчатова А.Н.	- Тюменский государственный нефтегазовый университет
Нестеров А.Н.	- Институт криосферы Земли СО РАН
Оберман Н.Г.	- ЗАО «Миреко»
Пендин В.В.	- Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе
Перльштейн Г.З.	- Институт геоэкологии РАН
Сергеев Д.О.	- Институт геоэкологии РАН
Ривкин Ф.М.	- ФГУП «Фундаментпроект»
Романовский Н.Н.	- Московский государственный университет, геологический факультет
Трофимов В.Т.	- Московский государственный университет, геологический факультет
Туренко С.К.	- Тюменский государственный нефтегазовый университет

Шестернев Д.М. - Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН
 Фотиев С.М. - Институт криосферы Земли СО РАН
 Халилова Ю.В. - Институт геоэкологии РАН (PYRN)

Рабочий комитет подготовки ТISOP

№№	Ф.И.О.	Организация, должность	Ответственность за мероприятие
1	Новоселов В.В.	Ректор Тюменского государственного нефтегазового университета	(Председатель)
2	Туренко С.К.	ТюмГНГУ, проректор	Зам.председателя Оргкомитета
3	Дроздов Д.С.	ИКЗ СО РАН, зам.директора	Председатель редколлегии
4	Курчатова А.Н.	ТюмГНГУ, директор СНУП	Организация конференции, ответственный за экскурсию на мыс Марре-Сале
5	Губарьков А.А.	ТюмГНГУ, н.с. СНУП	Организация экскурсий, ответственный за экскурсию на ГКМ Бованенково
6	Паньков О.О.	ТюмГНГУ, доцент кафедры криологии Земли	Организация сайта конференции
7	Коробова Т.	ИКЗ СО РАН, аспирант	Член редколлегии, технический секретарь
8	Якимов А.С.	ИКЗ СО РАН, в.н.с.	Организация экскурсий, ответственный за Почвенную экскурсию
	Титовский А.	Администрация ЯНАО	
	Воронова И.	Администрация ЯНАО	

Главные научные направления конференции

- Методологические проблемы геокриологии.
- Криолитогенез и четвертичная геология.
- Газы и гидраты газа в мёрзлых толщах.
- Динамика многолетнемёрзлых пород.
- Региональная и историческая геокриология.
- Мерзлота планет и их спутников.
- Экологические проблемы криолитозоны. Ландшафты и почвы.
- Биологические проблемы криолитозоны.
- Физика, химия, теплофизика и механика мёрзлых горных пород.
- Геологическая съёмка и изыскания при проектировании и строительстве в зоне вечной мерзлоты.
- Технические системы, здания и инженерные сооружения в холодных регионах.
- Проблемы нефтегазовой промышленности в северных регионах.
- Инженерно-геологические и геофизические исследования криолитозоны.
- Геокриологическая проблематика и высшее образование.
- Вечная мерзлота как криогенный ресурс.

Рабочая тематика конференции

- Климатические изменения и динамика криолитозоны.
- Динамика деятельного слоя в горных и полярных регионах.
- Вечная мерзлота в региональных и глобальных климатических моделях.
- Распространение мерзлоты в полярных регионах: картирование и моделирование.
- Картирование и моделирование распространения многолетнемерзлых пород в горных регионах.
- Мерзлота и геоморфология планет.
- Перигляциальные процессы, морфология и ландшафты.
- Криостратиграфия.
 - Микроморфология мерзлых пород, сегрегационное льдовыделение, вспучивание грунта при промерзании, миграция влаги.
- Региональные исследования верхней части разреза.
- Мерзлота как летопись палеогеографических обстановок.
- Мерзлотные факторы влияния на гидрологические процессы и тепловой поток.
- Взаимодействие криолитозоны и ледников в высокогорных и полярных регионах.
- Влияние деградации мерзлоты на наземные и водные экосистемы.
- Изменение уровня моря и динамика прибрежной криолитозоны.
- Распространение и характеристика подводной мерзлоты.
- Вечная мерзлота и стихийные бедствия (обвалы, наводнения, засухи и т.п.).
- Снижение рисков, градостроительство, защита населения в криолитозоне.
- Мерзлотные почвы криолитозоны.
- Геолого-геофизические исследования в криолитозоне.
- Дистанционные исследования вечной мерзлоты и перигляциальных процессов.
- Вечная мерзлота и гидраты газа.
- Микробиологические сообщества и процессы в высокогорной, полярной и внеземной криолитозоне.
- Потоки парниковых газов в районах вечной мерзлоты.
- Запасы углерода и азота в мерзлоте.
- Инфраструктура и строительство в северных регионах.
- Строительство в регионах вечной мерзлоты.
- Механика грунтов в криолитозоне.
- Проектирование и строительство нефте- и газопроводов на вечной мерзлоте.
- История мерзлотных исследований.
- Системы наблюдения в криолитозоне.
- Управление геокриологическими данными и распространение информации.
- Вечная мерзлота как криогенный ресурс.
- Образование и пропаганда мерзлотных исследований.

Рабочие секции

		Понедельник						Вторник						Среда						Четверг						Пятница					
Утро	1																														
	2	1	3	5	6	8	14																								
	3																														
	4							1	3	5	6	8	14	1	2	7	9	11	12	1	2	4	7	9	15	1	2	4	7	10	15
	5																														
	6																														
	7																														
	8																														
Вечер	1																														
	2																														
	3	1	3	5	6	8	14	1	3	5	6	13	14	1	2	7	9	11	12												
	4																														
	5																														
	6																														

	Сессия	Slots total	Slots 4	Slots 6	Slots 8	Talks total
Сессия 1	Проблемы строительства в криолитозоне	8	1	3	4	54
Сессия 2	Мерзлота и перигляциальные области	2	-	1	3	30
Сессия 3	Микроморфология и криостратиграфия мёрзлых толщ	4	1	2	1	24
Сессия 4	Мерзлота и гидрологические процессы	3	-	-	2	16
Сессия 5	Эмиссия парниковых газов в криолитозоне, газогидраты	4	1	2	1	24
Сессия 6	Мониторинг криолитозоны: от режимных наблюдений до дистанционного зондирования	4	1	2	1	24
Сессия 7	Мерзлота и климат: моделирование и полевые исследования	4	-	1	3	30
Сессия 8	История криолитозоны	3	1	1	1	18
Сессия 9	Динамика деятельного слоя	3	-	1	2	22
Сессия 10	Динамика прибрежной и суаквальной мерзлоты	1	-	-	1	8
Сессия 11	Геофизические исследования криолитозоны	2	-	1	1	14
Сессия 12	Мерзлота и гуманитарные проблемы	2	-	1	1	14
Сессия 13	Микробиология криолитозоны	1	-	1	-	6
Сессия 14	Региональная геокриология и картирование	4	1	2	1	24
Сессия 15	Экологические проблемы криолитозоны	2	-	-	2	16

Список редакторов и рецензентов

- Абрамов А.А. – Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ИФХиБПП РАН)
- Аксенов В.И. – ОАО «Фундаментпроект»
- Алексеева О.И. – Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН
- Бадю Ю.Б. – Географический ф-т МГУ
- Баулин В.В. – Геологический ф-т МГУ
- Булдович С.Н. – Геологический ф-т МГУ
- Васильев А.А. – ИКЗ СО РАН
- Васильчук Ю.К. – Географический ф-т МГУ
- Волохов С.С. – Географический ф-т МГУ
- Гальченко В.Ф. – Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН (ИНМИ РАН)
- Гиличинский Д.А. – Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ИФХиБПП РАН)
- Голицын М.С. – ВНИИ гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО)
- Губин С.В. – Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ИФХиБПП РАН)
- Дроздов Д.С. – Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН)
- Иоспа А.А. – ОАО «Фундаментпроект»
- Каплина Т.Н. – ОАО ПНИИИС
- Клинова Г.И. – ОАО «Фундаментпроект»
- Комаров И.А. – Геологический ф-т МГУ
- Конищев В.Н. – Географический ф-т МГУ
- Кочуров Б.И. – ООО изд. Дом "Камертон"
- Крицук Л.Н. – ВНИИ гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО)
- Кузнецова И.Л. – ОАО «Фундаментпроект»
- Кузьмин Г.П. –
- Куницкий В.В. – Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН
- Курчатова А.Н. – Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН)
- Кутвицкая Н.Б. – ОАО «Фундаментпроект»
- Кутузов С.С. – Институт географии РАН (ИГ РАН)
- Лаврентьев И.И. – Институт географии РАН (ИГ РАН)
- Лейбман М.О. – Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН)
- Максимова Л.Н. – Геологический ф-т МГУ
- Малкова Г.В. – Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН)
- Мерзляков В.П. – Институт геоэкологии им.Е.М.Сергеева РАН (ИГЭ РАН)
- Москаленко Н.Г. – Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН)
- Оберман Н.Г. – ЗАО "МИРЭКО"
- Осадчая Г.Г. – Институт управления, информации и бизнеса
- Оспенников Е.Н. – Геологический ф-т МГУ
- Остроумов В.Е. – Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ИФХиБПП РАН)
- Павлов А.В. – Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН)
- Перлыштейн Г.З. – Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН)
- Разумов С.О. – Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН
- Ривкин Ф.М. – ОАО «Фундаментпроект»
- Рогов В.В. – Географический ф-т МГУ
- Роман Л.Т. – Геологический ф-т МГУ
- Романовский Н.Н. – Геологический ф-т МГУ
- Сергеев Д.О. – Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН)
- Слагода Е.А. – Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН)
- Соломатин В.И. – Географический ф-т МГУ
- Стрелецкая И.Д. – Географический ф-т МГУ

- Суходольский С.Е. – ОАО ПНИИИС
Титков С.Н. – ОАО ПНИИИС
Украинцева Н.Г. – Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН)
Фёдоров-Давыдов Д.Г. – Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ИФХиБПП РАН)
Федосеева В.И. – Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН
Фотиев С.М. – Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН)
Хрусталеv Л.Н. – Геологический ф-т МГУ
Чеверев В.Г. – Геологический ф-т МГУ
Чувиллин Е.М. – Геологический ф-т МГУ
Шаманова И.И. – ОАО ПНИИИС
Шепелев В.В. – Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН
Шестернев Д.М. – Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН
Якушев В.С. – »

Содержание

К участникам конференции	5
Международный Оргкомитет ТИСОР	7
Национальный Оргкомитет ТИСОР	8
Рабочий комитет подготовки ТИСОР	9
Главные научные направления конференции	10
Рабочая тематика конференции	11
Рабочие секции	12
Список редакторов и рецензентов	13
КНИГА 1	21
Мерзлотные условия полярных областей Марса	23
<i>О.Н.Абраменко, В.С.Исаев, И.А.Комаров</i>	23
Изменение геокриологических условий восстанавливаемой железнодорожной трассы «Салехард – Надым» под влиянием техногенных факторов	29
<i>Н.С.Александрова</i>	29
Определение ртути в образцах из воронок тунгусского метеорита и в пробах населенных пунктов Сибири	35
<i>В.А.Алексеев, Н.Г.Алексеева, Л.Н.Лучшева, В.В.Копейкин, Л.Г.Пелехань, В.А.Рукавишников,</i> <i>В.А.Чечин, В.В.Кривулин</i>	35
Криогенные деформации в позднекайнозойских отложениях Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны	41
<i>С.В.Алексеев, Л.П.Алексеева, А.М.Кононов</i>	41
Криогенные толщи газоносных структур севера Западной Сибири – взгляд из будущего	47
<i>Ю.Б.Бадю</i>	47
Криогенные процессы вдоль линейных сооружений	53
<i>Н.П.Босиков</i>	53
Биологические свойства бактерий, выделенных из мерзлых толщ Центральной Якутии	57
<i>А.В.Брушков, Г.И.Грива, В.Е.Ретин, А.М.Петерсон, Е.В.Глинска</i>	57
Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовых повторно-жильных льдах и изменения зимних температур воздуха на Ямале и Свальбарде в течение последних 2 тысяч лет	63
<i>Н.А.Буданцева, А.К.Васильчук, А.М.Земскова, Ю.Н.Чижова, Ю.К.Васильчук, Х.Кристиансен</i>	63
Тепловое состояние верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии	69
<i>С.П.Варламов, Ю.Б.Скачков, П.Н.Скрябин, Н.И.Шендер</i>	69
Береговая и субаквальная мерзлота Карского моря	75
<i>А.А.Васильев, П.В.Рекант</i>	75
Межгодовая динамика глубины сезонного протаивания почвогрунтов в ландшафтах Кенкеме- Ленского междуречья	79
<i>И.С.Васильев</i>	79
Пыльца и споры как индикатор генезиса пластовых льдов	85
<i>А.К.Васильчук, Ю.К.Васильчук</i>	85
Классификация пластовых ледяных залежей	91
<i>Ю.К.Васильчук</i>	91
Оценка коррозионной агрессивности ландшафтов криолитозоны	97
<i>М.А.Великоцкий, В.П.Марахтанов</i>	97
Геокриологические дисциплины в учебном плане подготовки специалистов в Забайкальском государственном университете	103
<i>А.Г.Верхотуров</i>	103
Модели математической морфологии ландшафта при исследовании криолитозоны	107
<i>А.С.Викторов, В.Н.Капрлова, Т.В.Орлов</i>	107

Особенности устройства и применения буроопускных комбинированных свай в мерзлотно-грунтовых условиях г. Магадана	113
<i>В.П. Власов</i>	113
Экологически неблагоприятные природные процессы приморских аккумулятивных равнин Северной Якутии.....	119
<i>А.В.Гаврилов, Е.И.Пижанкова, А.Ю.Деревягин, А.Б.Чижов</i>	119
Метод короткого цилиндрического зонда в теплофизических исследованиях основания плотин северных гидроузлов	123
<i>Р.И. Гаврильев</i>	123
Каменные глетчеры и мерзлотно-гравитационные образования Колымского нагорья.....	129
<i>А.А.Галанин</i>	129
Критические коэффициенты интенсивности напряжений мерзлых грунтов естественного сложения	135
<i>С.Г.Геворкян</i>	135
Особенности урбопедогенеза мерзлотных областей (на примере г. Якутска)	139
<i>А.Ю. Гермогенова</i>	139
Временное взаимодействие свай с промерзающим пучинистым грунтом при учете влияния фазового перехода.....	145
<i>П.А. Горбачев</i>	145
Физико-механические процессы в криогенных образованиях при изменении температуры ...	151
<i>Я.Б. Горелик</i>	151
Изменение инженерно-геокриологических параметров вмороженных фундаментов в западном секторе криолитозоны России к 2050 г.	157
<i>В.И. Гребенец, А.В. Кислов, Д.Г. Шмелёв</i>	157
Исследования экзогенных геологических и геокриологических процессов на автодороге Южно-Русское – Береговое.....	163
<i>А.А. Губарьков, М.В. Андреева, Е.М. Еланцев, А.В. Хомутов</i>	163
Универсальная методика анализа натурных данных о несущей способности свайных фундаментов в вечномерзлых грунтах.....	169
<i>И.Е.Гурьянов</i>	169
Строительство объектов в криолитозоне с использованием инновационных систем термостабилизации грунтов оснований	175
<i>Г.М. Долгих, С.Н. Окунев, С.Н. Стрижков</i>	175
Мониторинг геокриологических условий южнотундровых ландшафтов Европейского Севера и Западной Сибири.....	181
<i>Д.С.Дроздов, Г.В.Малкова, Н.Г.Украинцева, Ю.В.Коростелев</i>	181
Характерные черты формирования почвенного профиля криоземов Западной Якутии	187
<i>А.Г. Дягилева</i>	187
Дешифрирование природных процессов и образований в зоне освоения месторождений углеводородов западного побережья п-ова Ямал (в районе Бованенково).....	193
<i>А.А.Ермак, Е.А.Слагода. И.Р.Идрисов</i>	193
Фитоиндикация оползневых нарушений на Центральном Ямале	199
<i>К.А. Ермохина, Е.Г. Мяло</i>	199
Изменение состояния мерзлых грунтов в процессе длительной эксплуатации Якутской ТЭЦ.....	205
<i>С.И. Заболотник, П.С. Заболотник</i>	205
Территориальные биосферные ресурсы криолитозоны Большеземельской тундры в условиях интенсивного освоения месторождений углеводородного сырья.....	211
<i>Т.Ю.Зенгина. Г.Г. Осадчая</i>	211
Оценка кризисных экологических ситуаций в осваиваемых районах криолитозоны Тюменского Севера.....	215
<i>Л.И. Зотова, С.Ю. Дедюсова</i>	215
Сравнение развития повторно-жильных льдов и ледников в условиях резко континентального климата (на примере хребта Кодар и Чарской котловины)	221

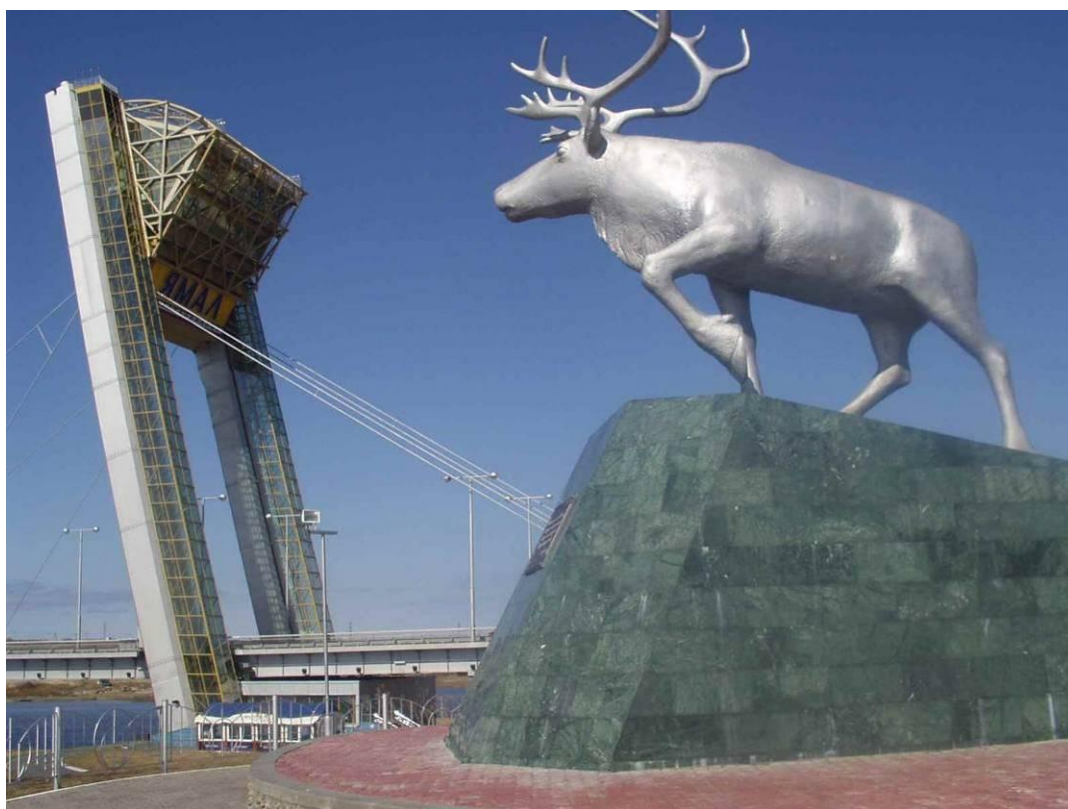
<i>Е.Н.Иванов</i>	221
Ледниковые формы рельефа северо-западной части плато Путорана	225
<i>Е.Н.Иванова-Ефимова</i>	225
Индексация разновидностей грунтов при инженерно-геокриологических изысканиях	229
<i>А.В.Иоспа, А.А.Попова, В.И.Аксенов, Г.И.Клинова</i>	229
Основные типы и причины развития деформаций на автомобильных и железных дорогах в Норильском промышленном районе.....	233
<i>В. Исаков</i>	233
Исследование тундровых мерзлотных почв в системе «деятельный слой – многолетняя мерзлота» (северо-восток Европейской России)	239
<i>Д.А. Каверин, Г.Г. Мажитова, А.В. Пастухов, Ф.М. Ривкин</i>	239
Применение методов математической морфологии ландшафта для оценки риска поражения линейных инженерных сооружений термокарстовыми процессами.....	243
<i>В.Н.Капралова, А.С.Викторов</i>	243
Тепломассообменные свойства водонасыщенной керамики с макровключением льда.....	249
<i>В.С. Колунин, А.В. Колунин, А.Д. Писарев</i>	249
Методики расчетной оценки свойств криопэггов п-ова Ямал	255
<i>И.А. Комаров, Н.В. Кияшко</i>	255
Криогенные риски и ресурсы железных дорог в криолитозоне.....	261
<i>В.Г. Кондратьев</i>	261
Изотопный состав связанной воды по экспериментальным данным	267
<i>В.Н. Конищев, В.В. Рогов, В.Н. Голубев, С.А.Сократов</i>	267
Использование площадок с густой сетью трубчатых измерителей глубины протаивания для мониторинга мощности сезонноталого слоя в Центральной Якутии.....	271
<i>П.Я. Константинов, А.Н. Федоров, И.С. Угаров, Р.Н. Аргунов</i>	271
Оценка льдистости грунтов по данным спутника NOAA (на примере западного побережья полуострова Ямал, Россия)	277
<i>С.Г. Корниенко</i>	277
Структура деятельного слоя болотных экосистем лесотундры	283
<i>Н.П.Косых</i>	283
Влияние условий оттаивания на деформационные свойства оттаивающих грунтов.....	289
<i>П.И. Котов</i>	289
Подземные льды криолитозоны	295
<i>Л.Н. Крицук</i>	295
Проблемные аспекты изучения и освоения Арктической криолитозоны	301
<i>В.С.Круподеров, В.А.Дубровин</i>	301
КНИГА 2	307
Геотехнические решения по стабилизации склоновых процессов на участке автомобильной дороги в условиях деградации вечномерзлых грунтов в основании	309
<i>С.А.Кудрявцев, Т.Ю.Вальцева, Р.Г.Михайлин, Ю.Б.Берестяный</i>	309
Влияние минерального состава на теплопроводные свойства мерзлых вулканических пеплов Камчатки	315
<i>Е.П. Кузнецова, Р.Г. Мотенко</i>	315
Обеспечение оптимальной температуры в подземных хранилищах семян растений в условиях криолитозоны	321
<i>Г.П.Кузьмин, В.Н.Панин</i>	321
Совместное моделирование динамики деятельного слоя и процессов формирования стока на примере малых водосборов Колымской водно-балансовой станции	325
<i>Л.С. Лебедева, О.М. Семенова</i>	325
Зональность глубины сезонного протаивания вдоль Ямальской трансекты	333
<i>М.О. Лейбман, А.В. Хомутов, П.Т. Орехов, О.В. Хитун, Х.Эштитейн, Дж.Фрост, Д.Волкер</i>	333
Залежи газогидратов как потенциальный источник ртути на континентальном склоне и шельфе северо-восточного Сахалина.....	339

<i>Л.Н. Лучишева, А.И. Обжиров, А.С. Астахов</i>	339
Геоинформационное картографирование современных изменений климата и криолитозоны на севере России.....	343
<i>Г.В. Малкова, А.В.Павлов</i>	343
Динамика Сезонного Промерзания Грунтов в Центральной России	349
<i>Маслаков АА.Маслаков, В.Гребенец, Д.Аблязина, Д.Шмелёв, А.Радостева, В.Пастухов, В.Антонов, А.Быковский, Г.Гаврилов, А.Горбатюк, Д.Манджиев, П.Мельник, А.Савельева, А.Смирнов, Г.Хмельницкий, А.Шпунтова, Г.Краев, Д.Стрелецкий</i>	349
Засоленность криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера	355
<i>А.Г. Матюхин, И.Д. Стрелецкая</i>	355
Устойчивость и рост газовых гидратов при давлениях ниже равновесия лед–гидрат–газ	361
<i>В.П.Мельников, А.Н.Нестеров, А.М.Решетников, В.А.Истомин</i>	361
Изучение влияния нефтяного загрязнения на глубину и криогенное строение слоя сезонного промерзания грунтов на месторождении Самотлор (Западная Сибирь)	367
<i>Е.С. Микляева, В.А. Солдатов</i>	367
Проблемы создания надежных оснований и фундаментов сооружений в криолитозоне	371
<i>М.А. Минкин, О.А. Потапова</i>	371
Влияние деградации многолетнемерзлых пород на северо-таежные экосистемы Западной Сибири.....	377
<i>Н.Г. Москаленко</i>	377
Многолетний режим температуры криолитозоны европейского северо-востока в течение современного потепления климата	383
<i>Н.Г. Оберман</i>	383
Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море).....	389
<i>Г.Е. Облогов, И.Д. Стрелецкая, А.А. Васильев, Е.А. Гусев, Х.А. Арсланов</i>	389
Термометрический мониторинг систем температурной стабилизации грунтов	393
<i>С.Н. Окунев, Г.М. Долгих, С.Н. Стрижков, Н.А. Скорбилин</i>	393
ООО НПО «Фундаментстройаркос», Тюмень, Россия.....	393
Связь деформаций отложений с криогенными образованиями на западном Ямале.....	399
<i>О.Л. Опокина, Е.А. Слагода, А.И. Баженов</i>	399
Возможности промышленного природопользования в пределах болотных ландшафтов и торфяников криолитозоны Большеземельской Тундры	405
<i>Г.Г. Осадчая, Н.В.Тумель</i>	405
Обеспечение надежности оснований и фундаментов объектов добычи и транспорта газа на севере Западной Сибири в условиях потепления климата и деградации многолетнемерзлых грунтов	409
<i>А.Б.Осокин, С.Н.Меньшиков, И.С.Морозов</i>	409
Теплофизические свойства мохового покрова и его влияние на термический режим грунтов на архипелаге Шпицберген.....	415
<i>Н.И.Осокин, А.В.Сосновский</i>	415
Оценка запасов льда в многолетнемерзлых породах Большеземельского артезианского бассейна	421
<i>Е.Н. Оспенников, В.З. Хилимонюк, С.Н. Булдович, Е.И. Гориков</i>	421
Разделение подвижных форм химических элементов при сегрегационном льдообразовании	425
<i>В.Е. Остроумов</i>	425
Превентивная локализация негативных экзогенных геологических процессов в криолитозоне	431
<i>В.В.Пендин, Т.П.Дубина, О.С.Овсянникова, С.Д.Ганова</i>	431
Газопроявления в криогенной толще Бованенковской газоносной структуры	435
<i>Е.Е.Подборный</i>	435
Влияние твердых микрочастиц на измельчение льда	441
<i>Л.С. Поденко, Н.С.Молокитина</i>	441

Энергия льда как эталон активности экзогенных геологических процессов.....	445
<i>В.Л.Познанин</i>	445
Динамика криогенных процессов в северной тайге Западной Сибири в условиях меняющегося климата.....	449
<i>О.Е.Пономарева, А.Г.Гравис, Н.М.Бердников</i>	449
Наблюдения микроорганизмов в сегрегационных льдах методами электронной микроскопии	455
<i>В.В. Рогов, А.Н. Курчатова</i>	455
Решение ряда проблем механики мерзлых грунтов методами временных аналогий	459
<i>Л.Т. Роман</i>	459
Оценка мерзлотно-ландшафтных условий для определения ограничений к природопользованию для подзоны прерывистого распространения многолетнемерзлых пород (на примере Большеземельской Тундры).....	465
<i>А.М. Рочева</i>	465
Изменения площадей термокарстовых озёр на территории Бованенковского месторождения (Ямал) за последние 20 лет	469
<i>Г.С. Санников</i>	469
Расчет инженерных характеристик стока в условиях недостаточности данных гидрометеорологических наблюдений Северо-Востока России	475
<i>О.М. Семенова, Л.С. Лебедева, И.Н. Бельдиман</i>	475
Идентификация, диагностика и ранжирование геокриологических опасностей для протяжённых трубопроводов и других линейных объектов.....	481
<i>Д.О. Сергеев, Ю.В. Халилова, Г.З. Перлыштейн, А.Н. Хименков, Е.М. Макарычева, А.Н. Угаров</i>	481
Прогноз изменения температуры воздуха в якутии до середины XXI века	485
<i>Ю.Б. Скачков, Л.Г. Нерадовский</i>	485
Влияние техногенеза на тепловое состояние грунтов криолитозоны Центральной Якутии	489
<i>П.Н. Скрыбин, С.П. Варламов</i>	489
Строение и состав сложных залежей льда в верхнелепестово-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал)	495
<i>Е.А. Слагода, О.Л. Опокина, А.Н. Курчатова, В.В. Рогов</i>	495
Некоторые астрономические проблемы эволюции криосферы	501
<i>И.И. Смольский</i>	501
Доказательства погребенного глетчерного происхождения пластовых льдов	507
<i>В.И. Соломатин, Н.Г. Белова</i>	507
Ледовый комплекс Западного Таймыра	513
<i>И.Д. Стрелецкая, А.А. Васильев</i>	513
Исследование изменений площадей термокарстовых озёр на основе анализа космических снимков	519
<i>Т.В. Тарасенко, В.И. Кравцова</i>	519
Расчет касательного напряжения морозного пучения при учете деформируемости ствола сваи	525
<i>З.Г. Тер-Мартirosян, П.А. Горбачев</i>	525
Особенности геокриологических условий района железнодорожного мостового перехода через р. Щучья на Юге Ямала	531
<i>С.Н. Титков</i>	531
Мерзлота и ландшафты Европейского Севера в XXI веке	535
<i>Н.В. Тумель</i>	535
Ландшафтно-индикационная (геосистемная) концепция в геокриологических исследованиях: подходы и результаты.....	541
<i>Н.Г. Украинцева, Д.С. Дроздов, Ю.В. Коростелев, Т.А. Коробова</i>	541
Роль криогенного напора при формировании повторно-жильного льда и многолетних бугров пучения.....	547

<i>А.А. Урбан</i>	547
Крупномасштабное картографирование криогенных ландшафтов северной тайги Западной Сибири.....	553
<i>Е.В. Устинова</i>	553
Оценка мерзлотного питания растущего термокарстового озера в Центральной Якутии	559
<i>А.Н. Федоров, П.П. Гаврильев, П.Я. Константинов, Т. Хияма, Й. Йижима, Г. Ивахана</i>	559
Эколого-геологические проблемы приарктических территорий и возможные пути их решения	565
<i>В.З. Хилимонюк, А.В. Брушков, С.И. Гребенкин</i>	565
Оценка оползневой опасности в типичной тундре Центрального Ямала	569
<i>А.В. Хомутов</i>	569
Радиоуглеродная хронология и динамика палыза Европейского северо-востока России	579
<i>Ю.Н. Чижова, А.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Ю.К. Васильчук</i>	579
Влияние температуры на равновесное содержание поровой воды в гидратосодержащих породах	585
<i>Е.М. Чувиллин, В.А. Истомин</i>	585
Состояние воды в виде пространственно упорядоченных капель вблизи границы пар-вода....	589
<i>А.В. Шавлов, В.А. Джуманджи, С.Н. Романюк</i>	589
Оледенение Сибири с позиций криологии Земли: ледники как компонент криолитозоны	593
<i>В.С. Шейнкман</i>	593
Особенности плейстоцен-голоценовой истории криолитозоны западного и восточного секторов Российской Арктики и Субарктики	599
<i>Н.А. Шполянская</i>	599
Именной указатель.....	605

КНИГА 1



Мерзлотные условия полярных областей Марса

О.Н.Абраменко, В.С.Исаев, И.А.Комаров

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Реферат

Проанализированы последние данные по мощности, составу и строению полярных шапок Марса. Для пространственной сетки полярных регионов Марса выявлены закономерности временной и пространственной изменчивости составляющих радиационного баланса поверхности, среднемесячных температур поверхности и их амплитуд.

Ключевые Слова: Марс, радиационно-тепловой баланс, мерзлотные условия, полярные отложения.

Введение

Огромный фактический материал, собранный за последнее время неизмеримо расширил и во многом изменил существующие представления об атмосфере, климате и поверхности Марса, который стал в настоящее время центральным объектом исследовательских программ. Собранные уникальные данные по климатическому мониторингу планеты, позволяют получать информацию о любой точке поверхности Марса, с точностью, сопоставимой с земными данными. Это позволило вывести наши представления о Марсе из области гипотез на качественно новый уровень.

Описание объектов исследования

Бесспорно, наблюдаемым доказательством наличия мерзлоты на Марсе служат его постоянные полярные шапки, определяющие специфический облик полярных ландшафтов планеты. Поскольку шапки сохраняются в течение всего летнего периода (после исчезновения сезонных полярных покровов из снега CO_2), их часто называют постоянными или остаточными полярными шапками. Это самые крупные на Марсе мерзлотно-гляциальные образования, поверхность которых осложнена сериями концентрических уступов и желобов, расположенных по спирали относительно центра шапок и образующих в плане вихревидную структуру (рис.1).

В зависимости от времени года и смены сезона граница Южной полярной шапки может достигать 50°ЮШ , северной — 50°СШ . По мере того, как весной полярная шапка в одном из полушарий отступает, на обнажающейся поверхности проявляются геоморфологические формы поверхности планеты — полигональные участки, дюнные отложения и т.д.

Полярные отложения состоят из: льда CO_2 и H_2O . По данным со спутника Mars Express мощность шапок может составлять до 3,7 км.

Весеннее таяние полярных шапок приводит к резкому повышению давления атмосферы и перемещению больших масс газа в противоположное полушарие. Скорость дующих при этом ветров составляет 10—40 м/с, иногда до 100 м/с.

Минимальная температура у южной полярной шапки составляет 113К, средняя 155К, что примерно соответствует температуре замерзания углекислоты

при том атмосферное давление, которое существует у поверхности Марса. Минимальная температура северной шапки составляет 148К.

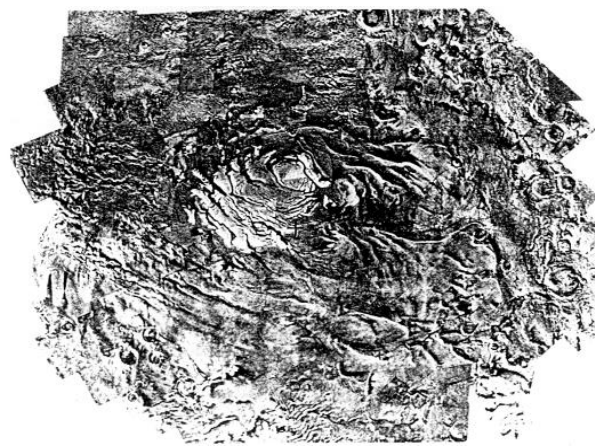


Рис. 1. Мозаика из фотоснимков северной полярной области Марса (Kieffer et al., 1992)

Очень важно также и то, что, в отличие от Земли, температура поверхности Марса определяется в основном прямым солнечным нагревом, а не теплопереносом в атмосферы, стремящейся выровнять температурные контрасты, вследствие чего, при средней температуре периферийной области Северной полярной шапки Марса (в начале лета, $L_s=90^\circ$) в 235К температура локальных участков может немного превышать 273К.

Отложения полярных шапок залегают на древней сильно кратерированной местности в южном полушарии и на слабократерированной местности в северном полушарии. Эти отложения представляют собой результат длительного накопления летучих веществ (в форме льда) и минерального субстрата (пыли), а их мощность составляет несколько километров. Судя по температурному режиму полярных областей, главную роль в формировании остаточных («вечных») полярных шапок играет лед H_2O . Инфракрасное тепловое картирование поверхности Марса с космического аппарата «Викинг-2» показало, что в летний период температура северной полярной шапки и прилегающей области не опускается ниже 203 К (-70°C), что исключает возможность существования в этот период года на шапках льда CO_2 и газогидратов.

В настоящее время площадь ледяного покрова северной шапки гораздо больше, чем южной (1000 и

300 км в поперечнике соответственно), и сопоставима с ледяным щитом Гренландии (Kieffer et al., 1992). Различие в размерах ледяных покровов северной и южной шапок связано с тем, что летний период года в южном полушарии приходится на перигелий, т.е. когда Марс расположен ближе к Солнцу. В результате этого южное полушарие получает больше солнечной энергии, чем северное в такой же сезон. Комбинированное воздействие прецессии положения перигелия на орбите Марса (с периодом 72000 лет) и прецессии оси вращения планеты (с периодом 175000 лет) определяет величину относительной инсоляции в полярных областях (Kieffer et al., 1992).

Отложения, образующие куполовидные полярные шапки, представляют собой мощные напластования слоев льда и минерального субстрата (пыли). Проявление таким материалом пластических свойств под действием длительной нагрузки выглядит вполне закономерным. В то же время возможность развития пластических деформаций в толще полярных отложений остается невыясненной, поскольку температуры полярных шапок ниже -70°C . Как известно, при подобных температурах лед теряет пластические свойства за счет перестройки кристаллической решетки. При этом точка течения такого льда (минимальная нагрузка на лед, при которой он начинает течь) будет крайне высокой по сравнению с обычным льдом, а время релаксации будет значительно больше, чем у льдов в самых холодных районах Антарктиды.

Однако, принимая во внимание большие мощности полярных шапок (до нескольких километров), длительность их существования (многие сотни миллионов лет) и повышение температуры с глубиной, можно полагать, что даже при столь низких температурах материал, слагающий шапки, испытывал пластические деформации. Последовательное накопление полярных толщ, по-видимому, приводило к увеличению в вышележащих отложениях напряжений, в результате чего возрастали пластические деформации, и мог осуществиться переход к необратимым процессам — прогрессирующему течению материала. Нижележащие льдистые пласты могли выдавливаться и растекаться в периферийные зоны шапок. Растекание материала на отдельных участках шапок, по-видимому, происходило неодинаково ввиду локальных различий в мощности полярных отложений и степени их льдосодержания, неровностей подстилающего рельефа и температурных изменений, возможно происходивших в результате климатических вариаций.

Данные, полученные со спутников, показали, что специфика Марса по сравнению с Землей, заключается в наличии ледяных шапок CO_2 и термобарических условиях равновесия системы твердая — газообразная. Это равновесие контролируется годовым балансом поглощенной солнечной энергии и отраженной тепловой энергии. Количество льда CO_2 можно высчитать, зная атмосферное давление и термоданные.

Согласно данным с Viking Orbiter было подсчитано, что в пределах территории полярных шапок за зиму отложилось в виде наледи: $75 \pm 12 \text{ г/см}^2$

CO_2 на севере и $110 \pm 7 \text{ г/см}^2$ CO_2 на юге (Malin et al., 2001). Разница в количестве отложившегося льда проявляется, в основном, из-за более длительной зимы на юге. В среднем через сезонные полярные шапки проходит около 25% всей атмосфереры, что оказывает сильный эффект на режим ветров.

Сезонная сублимация CO_2 различна на полюсах, частично, из-за разных альбедо. Северная полярная шапка темнее, и таким образом, сублимация более эффективна, чем на юге. Концентрация пыли может влиять на альбедо, но полное объяснение любых отличий в содержании пыли в полярных льдах не может быть однозначным.

Самое яркое отличие в сублимации CO_2 на полюсах — наличие остаточного льда в южной полярной шапке, сохраняющегося там минимум на несколько сезонов. Наличие запасов воды на полюсах является существенным для изучения слоистых отложений, которые могут включать большое количество водного льда. Достаточно сложно соотнести данные наблюдения за водным паром и поверхностными процессами и, таким образом, получить обобщенную сетку водных запасов. В 1990 году было подсчитано, что в пределах территории северной полярной шапки за лето может быть сублимировано от 1 до $8 \cdot 10^{-2} \text{ г/см}^2$ (Tokuta et al., 2002). Таким образом, масса водяного пара поднимающегося над шапкой, по-видимому, подпитывается дополнительными источниками влаги в реголите. Далее было сделано заключение, что атмосферный перенос влаги, скорее всего, не является достаточным для нового пополнения ледяной шапки и таким образом может возникнуть существенная утрата водного льда на севере. Однако, несоответствие в различных механизмах переноса и в роли влаги в реголите требует осторожности в утверждении наличия дефицита влаги.

Большое количество водного пара может скапливаться и в других не полярных регионах, занятых древними льдами в темных, более «теплых», обнаженных слоистых отложениях. Это важно учитывать в балансовых оценках, поскольку сублимация полярной шапки хотя и служит источником большей части фиксируемого водного пара в атмосфере, последняя не в состоянии «вернуть» эту влагу полярной шапке обратно в зимний период. На баланс льда воды на планете могут сказываться и процессы локального перераспределения ее массы и химического выветривания (Yokohata et al., 2002). Несмотря на то, что температура слоистых отложений значительно ниже замерзания воды, мелкие зерна льда локально могут обволакиваться тонкими оболочками воды. Такой эффект фиксируется за счет инсоляции на стенках трогов с низким альбедо, обращенных к экватору.

Для атмосферы Марса характерно постоянное присутствие пыли, что приводит к относительно низкой прозрачности, в результате чего ее цвет имеет желтый оттенок. Причиной запыленности атмосферы является развитие частых пылевых бурь на этой планете, которые давно наблюдаются в виде отдельных желтых облаков, а иногда в виде сплошной

желтой пелены, охватывающей всю планету (Kieffer et al., 1992).

В полярных районах Марса представлена сложная стратиграфия, но она позволяет выделить некоторую классификацию: 1) слоистые (переслаивающиеся) отложения и прилегающие к ним льды; 2)разнообразные территории, находящиеся на периферии районов слоистых отложений (Tanaka and Scott, 1987). Северные и южные слоистые отложения гораздо более схожи между собой, нежели северные и южные периферийные районы. Слоистые отложения лежат поверх базального равнинного материала, который древнее них и сильно испещрен кратерами на юге, и более молодой и сглаженный на севере. Остаточный лед залегает на слоистых отложениях обоих полюсов.

Оценка мерзлотных условий

Методика исследований составляющих радиационно-теплового баланса поверхности в полярных регионах Марса

Для оценки временной и пространственной изменчивости составляющих радиационно-теплового баланса поверхности, ее температуры, а также температуры приповерхностного слоя атмосферы была использована Марсианская климатическая база данных (МКБД), которая явилась результатом совместных усилий LMD (Laboratoire de Meteorologie Dynamique du CNRS, LMD, Paris) и AOPP (Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics, Department of Physics, Oxford University, Oxford, England UK). База представляет собой расчетно-поисковую систему, позволяющую получить информацию о климатических параметрах на заданный момент времени для конкретной точки или области, начиная от поверхности Марса и с выбранным интервалом высоты. База имеет расчетный модуль и дружественный интерфейс, позволяющий получать информацию для интересующего участка в виде карт и таблиц. С использованием расчетного блока МКБД было построено более 50 карт и таблиц для пространственной сетки. Для северной и южной полярных областей брались широты 90°, 86,2°, 82,5°, 78,8°, 75°. Для каждой из этих широт исследовались значения параметров по следующим долготам: 135°ЗД, 90°ЗД, 45°ЗД, 0°ВД, 45°ВД, 90°ВД, 135°ВД, 180°ВД. Они включают в себя годовое изменение следующих параметров: инфракрасное излучения атмосферы и поверхности, поглощенной и отраженной солнечной радиации, среднемесячной температуры поверхности и т.д.

Для оценки величины турбулентного теплообмена с помощью МКБД находилась величина разности температур поверхности и атмосферы (на минимальной высоте 5 м). Значение коэффициента теплообмена принималось в диапазоне $\alpha = 2 \div 5$ (Вт/м²·град), исходя из данных, полученных для земных условий при давлении 6 мбар и характерных для Марса температурах. При расчете затрат тепла на сублимацию-аблимацию льда CO₂ или H₂O среднегодовые значения интенсивности процесса

были получены из МКБД. Теплота сублимации льда CO₂ принималась равной 572 КДж/кг, а H₂O - 2816 КДж/кг (с учетом их температурной зависимости). Величина теплопотока в массив оценивалась по рассчитанным среднегодовым градиентам температуры в приповерхностном слое льда CO₂ или H₂O и известной из литературы температурной зависимости коэффициентов теплопроводности льда CO₂ или H₂O.

Оценка составляющих радиационно-теплового баланса в полярных регионах Марса

В зимний период, над северной полярной шапкой солнечная радиация отсутствуют. Инфракрасное излучение атмосферы изменяется в диапазоне от 1,55 до 2,75 Вт/м², поверхности от 19,2 до 25,6 Вт/м², значение коэффициента излучения 0,85. В конце зимы - начале весны плотность среды 0,019 кг/м³. Эти значения являются минимальными для всего периода исследования. С приходом весеннего периода количество инсоляции меняется: суммарная солнечная радиация составляет 200 Вт/м², рассеянная 120 Вт/м², инфракрасное излучение атмосферы составляет 4,25 Вт/м², поверхности 27,4 Вт/м², значение коэффициента излучения 0,85. Плотность среды постепенно возрастает и составляют 0,0315 кг/м³. Летом инсоляция максимальна и суммарная солнечная радиация составляет 320 Вт/м², рассеянная радиация 102 Вт/м², инфракрасное излучение атмосферы составляет 17,2-25,0 Вт/м², инфракрасное излучение поверхности 90-190 Вт/м². Плотность среды постепенно возрастает и составляют 0,027 кг/м³. С приходом осени снова постепенно наступает полярная ночь и начинается осаждение CO₂, количество CO₂ в шапке составляет до 64 кг/м³. Характеристики уменьшаются: суммарная солнечная радиация составляет 110 Вт/м², рассеянная радиация 56 Вт/м², инфракрасное излучение атмосферы составляет 2-5,2 Вт/м², инфракрасное излучение поверхности 22,5-40,5 Вт/м², коэффициент излучения 0,825-0,945; плотность среды 0,024 кг/м³. Очень хорошо прослеживается широтная изменчивость - увеличение инфракрасного излучения поверхности и атмосферы, а также отраженной и поглощенной солнечной радиации по направлению к экватору. Изменение параметров на основе долготной составляющей может быть объяснено различным рельефом и неравномерностью (не симметричностью) полярных отложений, а также различным уклоном поверхности в северном полушарии.

Летом суммарная и солнечная радиация отсутствуют. Инфракрасное излучение атмосфера составляет 0,8-2 Вт/м², поверхности 15,4 Вт/м², коэффициент излучения 0,8-0,86. Плотность среды минимальна в конце зимы - начале весны и составляют 0,0122-0,0178 кг/м³. С приходом осеннего периода количество инсоляции меняется: и суммарная солнечная радиация составляет 240 Вт/м², рассеянная 150 Вт/м², инфракрасное излучение атмосферы составляет 3,1-4,5 Вт/м², поверхности 23,1-26,3 Вт/м². Плотность среды постепенно возрастает и составляет 0,0535 кг/м³. Зимой, планета находясь в перигелии больше всего, прогревается и суммарная солнечная

радиация составляет 420 Вт/м², рассеянная 150 Вт/м², инфракрасное излучение атмосферы составляет 27-41 Вт/м², поверхности 110-260 Вт/м². Плотность среды достигает своих максимальных значений и составляет 0,098 кг/м³. С приходом весны снова постепенно наступает полярная ночь. Характеристики уменьшаются: суммарная солнечная радиация составляет 92 Вт/м², рассеянная 48 Вт/м², инфракрасное излучение атмосферы составляет 1,55-3,65 Вт/м², поверхности 21-33 Вт/м², коэффициент излучения 0,85-0,88; плотность среды составляет 0,014-0,018 кг/м³. Широтная поясность в южном полушарии подобна той, что была прослежена в северном. Изменение параметров по долготе, также можно объяснить различным рельефом и наклоном склонов.

В связи с ограничениями используемой базы данных, для альбедо поверхности представлены среднегодовые значения этого параметра. Для Марса характерно изменение среднегодового значения альбедо от 0,1 до 0,52 д.е., причем максимальные значения характерны для полярных регионов.

Диапазон изменения годовых сумм отраженной радиации в северном полярном регионе Марса изменяется от 414 до 750 Вт/м², в южном от 532 до 840 Вт/м². Годовая сумма поглощенной радиации, в области южной полярной шапки изменяется от 658 до 2016 Вт/м², в северной от 702 до 1539 Вт/м² (Абраменко и др., 2011)

В целом на Марсе, как и на Земле, отмечается сложная картина формирования климата, связанная с географической широтной зональностью, с величиной радиационного баланса поверхности. На формирование климата влияют метеорологические условия теплого и холодного периодов, обусловленные сложными процессами радиационного обмена и тепломассопереноса в системе поверхность планеты – атмосфера – космическое пространство. Температура поверхности может служить интегральным показателем всех этих процессов. Какая-то часть приходящей солнечной радиации без изменения отражается в космическое пространство в результате отражения облаками и обратного молекулярного рассеяния атмосферой. Какая-то часть оставшейся солнечной радиации поглощается облаками и атмосферой. Оставшаяся – достигает поверхности, часть этой радиации является рассеянной, а часть прямой. Большую часть достигшей поверхности радиации, она поглощает, и лишь небольшую – рассеивает. Поглощенная атмосферой и поверхностью планеты коротковолновая радиация трансформируется в длинноволновую и является источником тепловых процессов в атмосфере и на поверхности (конденсация и сублимация CO₂ и H₂O, турбулентный теплоперенос, перенос тепла атмосферными движениями и вихрями). Перемещаясь в широтном и меридиональном направлении, воздушные массы преодолевают различные региональные неоднородности планетарной оболочки и приобретают или теряют то или иное количество энергии. При движении воздушных масс над полярными шапками в летнее время атмосфера

подпитывается энергией, отраженной от поверхности. При движении воздушных масс вне зоны полярных шапок идет потеря аккумулируемой энергии, объясняемая тем, что в зимнее время, когда с понижением прихода солнечной радиации понижается турбулизация воздуха, идет непрерывное «высушивание» атмосферы за счет осаждения CO₂, который не сублимирует и не пополняет энергетические запасы атмосферы.

Среднегодовые, сезонные и суточные температуры поверхности и амплитуды её колебаний

Средняя температура поверхности освещенной части Марса при среднем расстоянии от Солнца составляет –43°C. Температура поверхности планеты, усредненная по широтам и сезонам, составляет –63°C. Как и на Земле, температура поверхности Марса зависит от широты и орографических особенностей, а кроме того, подвержена (более сильным, чем на Земле) суточным и сезонным колебаниям. Амплитуда суточных колебаний поверхностных температур на экваторе составляет около 100°. Температура поверхности грунта днем на 30-50° выше, чем температура атмосферы на высоте 5 м, а ночью на 5-7° ниже.

Вследствие эллиптичности орбиты Марса сезоны средних широт в северном и южном полушариях заметно отличаются друг от друга по температурному режиму.

Так же как и на Земле, в полярных областях Марса Солнце не заходит за горизонт летом и не поднимается над ним зимой. Поэтому максимальные температуры поверхности этих областей относятся к летнему, а минимальные – к зимнему сезонам года. В северной полярной области температура поверхности колеблется от –63° до –58°C летом и от –138° до –128°C зимой. В южной полярной области температура колеблется от –43° до –38°C летом и от –143° до –133°C зимой (Komarov et al., 2004).

Важно тот факт, что из-за разреженности атмосферы Марс не может эффективно задерживать тепло, полученное его поверхностью в течение дня и, вследствие этого, огромное количество тепла в темное время (ночь и полярная ночь) улетучивается в космическое пространство. Поэтому для Марса характерны резкие колебания температуры в течение суток. При наиболее благоприятных условиях летом на дневной половине планеты воздух прогревается до 293K (МКБД). Но зимней ночью мороз может достигать 148K. Минимальная температура у южной полярной шапки составляет 113K, а средняя 155K, что примерно соответствует температуре замерзания углекислоты при том атмосферном давлении, которое существует у поверхности Марса. Минимальная температура северной шапки составляет 148K. Очень важно также и то, что, в отличие от Земли, температура поверхности Марса определяется в основном прямым солнечным нагревом, а не теплопереносом атмосферы, стремящейся выровнять температурные контрасты, вследствие чего, при средней температуре периферийной области Северной полярной шапки Марса (в начале лета, Ls=90°) в 235K (на 82° с. ш.) температура локальных

участков этой области (на крутых склонах, обращённых к Солнцу) может достигать 273К и даже немного превышать 273К.

Различия в тёплых и холодных периодах полушарий заключаются в их разной продолжительности и формировании температурного режима вследствие разного расстояния от солнца - зима в южном полушарии более длинная и суровая, а лето более короткое и тёплое. Стоит здесь отметить так же такую особенность, присущую осенне-зимнему периоду ($LS=210-300^\circ$), как возникновение пылевых бурь и формирующиеся в ходе них изменения климата, отражающиеся в динамике изменения мощности отложений полярных шапок.

В целом для южной полярной области в течение одного года характерно изменение среднесуточной температура поверхности в диапазоне от 143,0К до 272,7К, для северной от 147,4К до 251,0К.

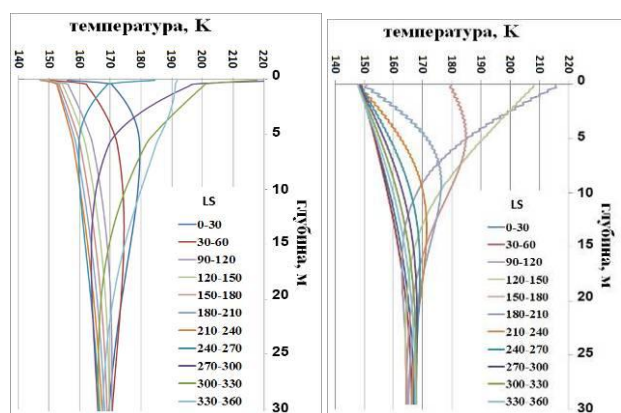


Рис. 2. Распределение среднесеasonных температур по массиву пород в южной (слева) и северной (справа) полярных шапках Марса по 180 долготе. LS –месяц марсианского года

Температурный режим приповерхностных горизонтов северной полярной шапки, для которых характерно преобладание льда H_2O , оценивался нами с помощью однослойной модели по программе «HeatMars» (Пустовойт, 2005). А для южной полярной шапки, которая в большей степени соответствует двухслойному строению массива, с сезонным преобладанием на поверхности льда CO_2 , по программе «Тепло» (Хрусталеv и др., 1994) (рис.2). Значение теплоемкости льда H_2O и CO_2 при марсианских условиях бралось из справочной литературы.

Резкое изменение температуры на глубине 25 см (слева), связано с двухслойным строением, где верхний слой представлен снегом CO_2 , подстилающий – льдом H_2O . Цвет линии соответствует месяцу марсианского года.

Коэффициент теплопроводности вычислялся по известным значениям величин тепловой инерции и теплоемкости. Оцененная величина мощности слоя годовых амплитуд для южной полярной шапки составляла 12-14 м, для северной – 24-26 м.

Строение и стратиграфия полярных отложений

Общую мощность отложений определить очень сложно из-за недостаточного разрешения аппаратуры при оценке, как топографии поверхности отложений, так и топографии нижележащих геологических подразделений. Джуризин и Бласиус (Dzurisin & Blasius, 1975) оценили мощность северных отложений в 4-6 км, а южных – 1-2 км. Малин (Malin, 1986) проанализировал эти данные и пришел к выводу, что северные отложения достигают своего максимума при мощности 5 км вдоль хребта, расположенного приблизительно в 87° северной широты, и их средняя мощность составляет 2 км. Самые последние карты контуров поверхности также подтверждают, что северные отложения в среднем достигают 2 км. Оценить мощность южных полярных отложений по контурам поверхности еще сложнее из-за нижележащего ударного бассейна, но 2-х километровая мощность является для них вполне допустимой. Слоистые отложения локально перекрываются остаточными льдами, а также сезонно покрываются замерзшим CO_2 .

Северные и южные полярные остаточные льды различаются по залеганию на слоистых отложениях, и как минимум вот уже несколько лет, как они отличаются по составу. В северном полярном регионе остаточные льды покрывают слоистые отложения практически полностью, а в южном – значительно меньшую часть. Вечные льды южного полюса расположены не по центру, а смещены на $2-3^\circ$. На обоих полюсах локальное покрытие льда частично контролируется углом наклона поверхности; склоны, освещаемые солнцем, имеют больше шансов освободиться от льда.

Данные, полученные Викингом 1 и 2, показывают, что северный остаточный лед состоит из замерзшей воды H_2O , что соответственно способствует существованию насыщенного атмосферного водяного пара в районе северного полюса летом. Альбеdo льда с учетом примесей небольшого количества пыли и других темных обломков составляет приблизительно 43%. На южном полюсе ситуация гораздо сложнее; по крайней мере, последние годы остаточный лед состоял из CO_2 , а температуры были значительно ниже температуры сублимации водного льда.

Мощность остаточных льдов на северном полюсе не определена. Бессмысленно было бы говорить об отдельной мощности остаточных льдов, не зная, могут ли они переходить в ниже лежащие слоистые отложения или нет. По полученным термальным данным, северная шапка остаточного льда сложена чистым льдом, ни какой информации о включениях пыли или горной породы термальные данные не дали. Южные остаточные льды вполне можно отличить от уплотненных слоистых отложений.

Сезонные шапки замерзшего CO_2 простираются далеко за пределы слоистых отложений и достигают нескольких десятков граммов на квадратный см за зиму. Сезонный рост и уменьшение ледяных шапок, как правило, повторяются каждый год, но в течение года могут произойти изменения. ров и других топографических особенностей. Сезонные льды

северного полюса менее мощные, чем на южном, возможно, из-за более ровного рельефа поверхности.

Три следующие геологические подразделения залегают около, либо на поверхности отложений, описанных выше: область крупных обломков на севере, дюны на обоих полюсах, и разнообразные равнинные комплексы на юге. За исключением вполне определяемой морфологии дюн, эти подразделения сложно классифицировать. По последним данным радара MARSIS, установленного на борту спутника Mars Express мощность северной шапки достигает значения 2 км, южной – 3,7 км (рис.3).

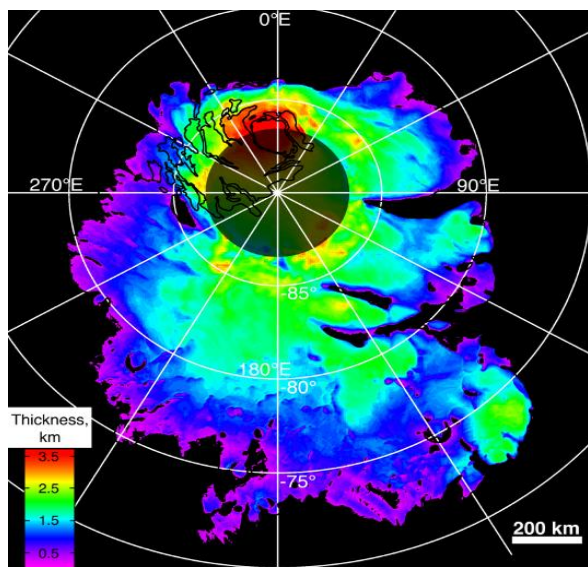


Рис. 3. Мощность южной полярной шапки по данным радара MARSIS

Выводы

В настоящее время площадь ледяного покрова северной шапки Марса гораздо больше, чем в южной – 1000 и 300 км в поперечнике соответственно. Различие в размерах ледяных покровов северной и южной шапок связано с тем, что сейчас летний период года в южном полушарии приходится на перигелий, т.е. когда Марс расположен ближе к Солнцу. Для полярных областей Марса характерно развитие интенсивных пылевых бурь, которое приводит к образованию слоистых толщ. По данным радара «MARSIS», установленного на борту спутника «Mars Express», мощность северной шапки достигает значения 2 км, южной – 3,7 км. На обеих шапках минимальные годовые вариации высоты поверхности составляют 10 см, причем прослеживается квазилинейная широтная тенденция максимальной

аккумуляции CO_2 , составляющая 4 см на градус широты. Специфика Марса по сравнению с Землей, заключается в наличии в составе шапок помимо льда H_2O , также льда CO_2 и пылеватых отложений. Для южной шапки характерно преобладание на поверхности льда CO_2 , для северной – льда H_2O . Проведенная математическая оценка величины мощности слоя годовых амплитуд полярных шапок, составляла 12-14м для южной и 24-26м для северной.

Литература

- Абраменко О.Н., Комаров И.А., Исаев В.С. Сравнительный анализ составляющих радиационно-теплого баланса Антарктиды и полярных областей Марса. // Криосфера Земли, 2011, № 4, Т. XV, с.61-63.
- Пустовойт Г.П. Программа «HeatMars» для расчета температурных полей в приповерхностных слоях Марса. // Материалы Третьей конференции геокологов России. Т.4. – МГУ, 2005, с.345-350.
- Хрусталева Л. Н., Емельянов Н. В., Пустовойт Г. П., Яковлев С. В. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномерзлыми грунтами «ТЕПЛО». – Свидетельство № 940281, РосАПО, 1994.
- Dzurisin, D., and K. Blasius, Topography of the Polar Layered Deposits of Mars, J. Geoph. Res. Letters, Vol. 80, No. 23, pp 3286-3306, 1975.
- Komarov I.A., Isaev V.S., Abramenko O.N. Characters of changes thermophysical parameters of the Martian polygonal terrains in dependence from their geographic position. // Vernadsky-Brown microsymposium 40, October 11-13, 2004, Abstract # ms 044, CD-ROM, Moscow, Russia, 2004.
- Malin, M. C., Density of Martian north polar layered deposits: Implications for composition, Geophysical Research Letters, Vol. 13, No. 5, pp 444-447, 1986.
- Malin, M.C. et al., Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission. 2001, J.Geoph. Res. pp. 23429-23570.
- Mars: Edited by H. H. Kieffer et al., University of Arizona Press, 1992.
- Tanaka, K.L., and Scott, D.H. Geologic map of the polar regions of Mars: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-1802-C, scale 1:15,000,000, 1987.
- The Mars Climate Database. <http://www-mars.lmd.jussieu.fr>.
- Yokohata Tokuta, Odaka Masatsugu, Kuramoto Kioshi. Role of H_2O and CO_2 ices in Martian climate changes. Icarus 159. 2002.

Изменение геокриологических условий восстанавливаемой железнодорожной трассы «Салехард – Надым» под влиянием техногенных факторов

Н.С.Александрова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра криолитологии и гляциологии, Москва, Россия

Реферат

Рассмотрены условия прокладки проектируемой железнодорожной трассы «Салехард-Надым». Выделены преобладающие типы ПТК, наиболее опасные геокриологические процессы. Для типичных участков трассы выполнено численное моделирование изменения термического режима в программе «Тепло».

Ключевые Слова: Западная Сибирь; прогноз изменения геокриологических условий; железная дорога.

Введение

Активное инженерное освоение Севера Европейской территории России и Западной Сибири для целей народного хозяйства началось более 70 лет назад. Шло быстрое строительство городов (Воркута, Норильск и др.), интенсивная разведка полезных ископаемых. Сразу же встал вопрос о создании транспортной системы, которая должна была связать возникающие новые города и месторождения; железнодорожному транспорту в связи с этой перспективой уделялось первостепенное значение.

Сейчас, в связи с новым этапом хозяйственного освоения Западной Сибири все острее и острее встает вопрос о развитии транспортной сети этого района. Северный Морской Путь с начала 90-ых гг. прошлого века существует лишь номинально, авиатранспорт и зимники не справляются с большим грузооборотом в этом регионе; возрастает необходимость в железных дорогах. Одной из таких магистралей, которая могла бы решить часть транспортных проблем, является трасса «Салехард-Надым».

Наличие вечномерзлых грунтов осложняет хозяйственную деятельность, и безусловно, строительство и эксплуатация железной дороги. Инженерно-геокриологические условия вдоль трассы характеризуются прерывистым распространением многолетнемерзлых пород (ММП), их сливающимся и не сливающимся вертикальным строением, возможным чередованием талых и мерзлых отложений. Мощность мерзлоты колеблется от нескольких десятков до сотен метров. Характерен широкий диапазон температур и льдистости пород, высокая изменчивость мощности сезонно-мерзлого и сезонно-талого слоя (СМС и СТС). Геокриологические характеристики находятся в тесных взаимосвязях друг с другом, а также с климатическими и литологическими условиями, особенностями рельефа и наличием растительного покрова, обеспечивая пестроту ландшафтно-мерзлотных условий региона.

Задачей исследования является оценка влияния геокриологических условий на особенности прокладки железной дороги в условиях островной и

прерывистой криолитозоны Западной Сибири на примере восстанавливаемой железной дороги «Салехард – Надым».

Географическое положение трассы

Трансполярная магистраль «Салехард – Надым» расположена на севере Западно-Сибирской равнины, южнее Обской губы. Дорога начинается на правом берегу р. Оби, проходит вдоль правого берега р.Полуй и пересекает р. Надым близ г. Старый Надым (рис.1).

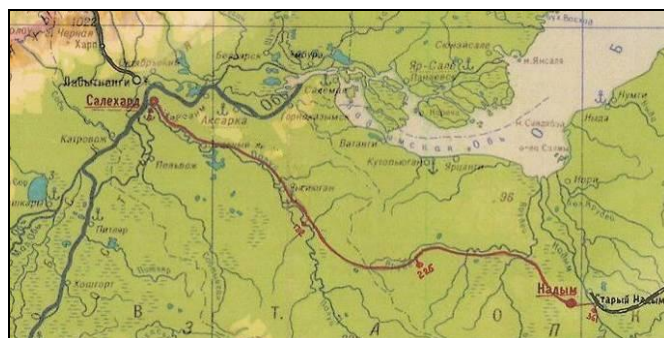


Рис. 1. Географическое положение трассы «Салехард – Надым» (<http://www.lgt.ru>)

Рельеф территории представлен слаборасчлененной пологоволнистой равниной, с абсолютными отметками от 10-80 метров; характерно большое количество постоянных и временных водотоков, сильная заболоченность (Трофимов, Кашперюк, 1989). Климат субарктический с холодной зимой и прохладным летом, среднегодовая температура воздуха по г.Салехард -5,8°C, по г.Надым -5,2°C (СНиП 23.01-99, 2000). Трасса проходит на стыке двух природных зон – лесотундры и северной тайги (Гвоздецкий, Михайлов, 1978). Трасса пересекает три области, выделяемые по геокриологическому районированию (Трофимов, Баулин, Васильчук, 1989; табл.1).

Железнодорожная трасса «Салехард – Надым» проходит в разнообразных ландшафтно-мерзлотных условиях, что определяет сложность в её проектировании, строительстве и эксплуатации (в надлежащем виде). Огромное количество

разнообразных водотоков обуславливает строительство многочисленных искусственных сооружений, таких как: водопропускные (мосты, трубы и т.д.); водоотводные (выемки и т.д.).

Таблица 1. Геокриологическое районирование территории прокладки трассы

Об- ласть	Темпе- ратура пород, °С	Мощ- ность, м *	Тип распро- странения ММП	Лито- логи- ческий состав	Криоген- ные процессы
Усть- обская	-0,1...3	80	островная	пески, супеси, суглин- ки	Термоэрози- я, бугры пучения
Обь- Надым ская	~1	40	массивно- островная (преиму- щественно в торфяниках)	пески, супеси, суглин- ки	Термо- карст, многолет- ние бугры пучения, гидролак- колиты
Надым ская	-0,5...1,5	50-70		пески	Бугры пучения

* Примечание: Вертикальное строение ММП – преимущественно двухслойное, дана мощность верхней мерзлой толщи

Ландшафтно-мерзлотные условия трассы представлены 5 типами природно-территориальных комплексов (ПТК) с различными видами растительного покрова (табл.2).

Таблица 2. Процентное соотношение различных типов ПТК вдоль трассы «Салехард – Надым» (от общей протяженности трассы).

№	Тип ПТК	%
1	Водоразделы (m, gmlIsh)	3,3
2	Коренной склон, сильно расчлененный долинами логов, ручьев и рек (mIIIkz, g,mIIIzr)	52,7
3	Надпойменные террасы (Озерно-аллювиальный комплекс, a-IaIII-IV, bIV)	18,7
4	Поймы больших рек (Ярудей, Полуй, Надым; aIV, bIV)	18,2
5	Долины небольших рек (aIV)	7

Многолетнемерзлые породы (в основном высокотемпературные) встречаются островами на пути железнодорожной трассы. В пределах 1-го типа ПТК ММП приурочены к торфяникам на водоразделе и в прилегающей к нему кустарничковой тундре. На высокой пойме р. Полуй под лиственнично-березовым лесом (редколесье), травянисто-моховой (моховой) тундрой – вскрыты мерзлые породы. Также мерзлота встречена под торфяниками и травянисто-моховой тундрой на коренном склоне и долинах небольших рек, с различным типом растительности (смешанный, березовый лес, моховая тундра) и на надпойменной террасе р. Надым, на залесенных участках.

Методика

Техногенное воздействие вносит дополнительную пространственную и временную изменчивость

сложной многокомпонентной системы мерзлотных условий. При железнодорожном строительстве оно реализуется в основном через изменение теплообмена на поверхности при возведения насыпей различной высоты.

Расчеты изменения термического состояния грунтов были произведены в разработанной, под руководством профессора Хрусталева Л.Н., программе «Тепло» (решение нестационарной задачи теплопроводности с учетом условия Стефана - с подвижной границей раздела фаз). Климатический тренд принят по данным метеостанции г. Салехард: повышение среднегодовой температуры воздуха на 0,04°С в год (Павлов, Малкова, 2005). Так же учитывалось перераспределение снежного покрова на бортах тела насыпи – преобладающие зимние юго-западные ветра приводят к увеличению снегонакопления на подветренной (северной) стороне насыпи.

С шагом расчетов 10, 20 и 30 лет были получены данные об изменении температуры грунта на трех ключевых участках. Климатические параметры на всех профилях взяты по метеостанции «Салехард».

Ключевые участки были выбраны исходя из процентного соотношения протяженности пересекаемого ПТК трассой (с конкретным типом растительного покрова) к её общей длине. Данные участки расположены в различных геоморфологических уровнях, от наиболее высоких (водоразделы) до пойм рек. Также критерием выбора ключевых участков являлось наличие многолетнемерзлых пород в пределах ПТК (табл.3).

Таблица 3. Ключевые участки

№	Тип ПТК	Отложения		Раститель- ность	% от общей длины трасс ы
		Генезис	Сос- тав		
1	Водоразделы	m,gmlIs h	Сугли- нок	кустарнич- ковая тундра	2,4
2	Коренной склон, сильно расчлененный долинами логов, ручьев и рек	mIIIkz, g,mIIIzr	Песок пы- леватый, сугли- нок	березовый лес средней густоты и крупности	29,8
3	Пойма р. Полуй, сильно заболочена	aIV, bIV, IaIII-IV	торф, суглин- ки, песок	травянисто- моховая тундра	3,1

Описание ключевых участков

Первый ключевой участок расположен в пределах водораздела р. Полуй и Ярудей. Температурный разрез грунта представлен на рис. 2. Растительное сообщество – кустарничковая тундра. Данные ландшафтно-мерзлотные условия встречаются на 3% железнодорожной трассы. Этот участок уникален тем, что нигде больше дорога не пересекает отложения данного возраста и это наиболее возвышенная местность.

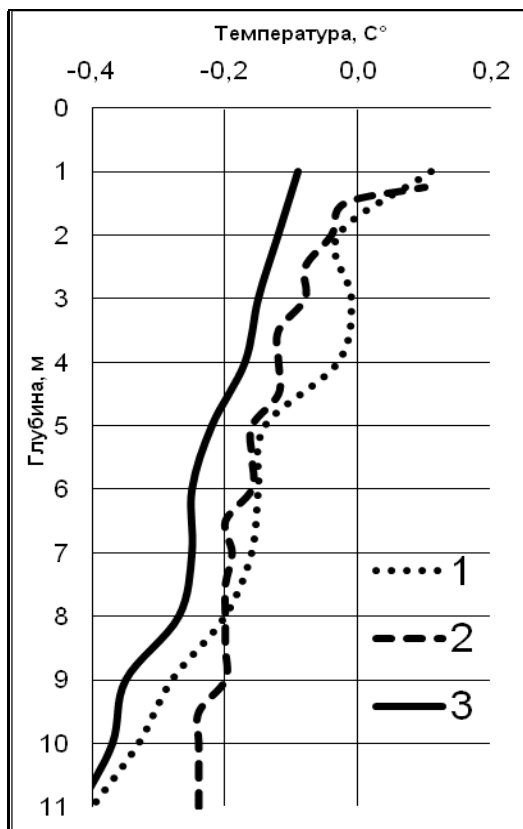


Рис. 2. Температурные замеры 3-х ключевых участков (1-ый ключевой участок дата замера 30.04.2008; 2-ой 18.09.2008; 3-ий – 6.10.2008).

Второй ключевой участок расположен на коренном склоне (вблизи бровки долины р. Полуй), сильно расчлененном долинами логов, ручьев и рек. Наиболее распространенный тип растительности – березовый лес (29,8 %). Распределение температуры по глубине схоже с ключевым участком 1 (рис. 2).

Третий ключевой участок находится на пойме р. Полуй, сильно заболоченной, сверху повсеместно развиты биогенные отложения. Растительное сообщество – травянисто-моховая тундра. Температурный замер был сделан 6.10.2008 (рис. 2). Пойма реки пересекается трассой неоднократно.

Результаты

Прогноз температурного поля был выполнен для проектируемой железнодорожной трассы, которая будет проложена на данной территории (рядом с существующей заброшенной дорогой).

Современное состояние «мертвой дороги» позволяет оценить основные трудности и процессы, связанные с эксплуатацией железных дорог в данном регионе. Следует оговориться, что не все, что произошло с земельным полотном, рельсошпальной клеткой и искусственными сооружениями, следует ожидать и с планирующимся строительством, так как не везде была досыпана насыпь до проектных мощностей и дорога не эксплуатировалась.

Описание состояния железнодорожной трассы производилось в 2008 году ОАО «Ленгипротранс».

Основные процессы, связанные с деформацией (или полным уничтожением) земляного полотна, искусственных сооружений, водоотводных

сооружений это просадки, размыв насыпи, спływ и прочие.

В районе исследований можно выделить два типа просадок: резкие (именно просадки) и равномерные осадки земельного полотна. Они развиты практически везде и это преобладающий процесс над всеми остальными (размывами, спływами и т.д.), практически все природные факторы вызывают их.

На момент последних инженерно-геологических изысканий не зафиксировано ни одного участка, протяженностью более 500 метров, где бы ни наблюдались просадки и осадки

На мерзлых грунтах встречается наибольшее количество осадок. Исследования земельного полотна показали, что при высоте насыпи более 2-х метров (на сегодняшний день таких участков практически не осталось) температурный режим многолетнемерзлых пород практически стабилен, (этого не наблюдается при более низких отсыпках), что связано с различными процессами, протекающими в (и около) насыпи (различная снеготаносимость, промерзание-оттаивание).

Осадка наблюдается во всех природно-территориальных комплексах, но наиболее развиты в зоне распространения торфяников.

Просадки имеют более локальное распространение, чем осадки, и приурочены к вытаяванию высокольдистых грунтов.

Размыв и полное уничтожение насыпи происходит, в основном, в тех местах, где трасса проходит по пойме и высокой пойме крупных рек: Полуй, Ярудей и др. В пределах пойм малых рек данное явление практически не развито.

Практически все деформации железнодорожного полотна и искусственных сооружений связаны со снижением несущей способности грунтов-оснований, которые в свою очередь, происходили за счет изменения температурного поля.

Ключевой участок №1. В пределах профиля №1 мерзлота высокотемпературная, нигде не превышающая значения $-0,5^{\circ}\text{C}$, следовательно, она наиболее неустойчивая.

При моделировании высота насыпи на данном профиле принимается равной 1,99 м; принимаем также условие, что грунт отсыпался в талом состоянии (рис. 3). Через 10 лет по расчёту ожидается явное повсеместное увеличение температуры грунта на $0,2...0,3^{\circ}\text{C}$ (рис. 4). Мерзлые породы станут ещё более неустойчивыми, на большей части профиля температура окажется равной $-0,1^{\circ}\text{C}$. Наиболее холодный участок будет находиться на некоторой глубине под насыпью, его температура $0,1...0,3^{\circ}\text{C}$. С северной (левая часть) стороны сформируется чаша оттаивания, связанная с отепляющими свойствами снежного покрова.

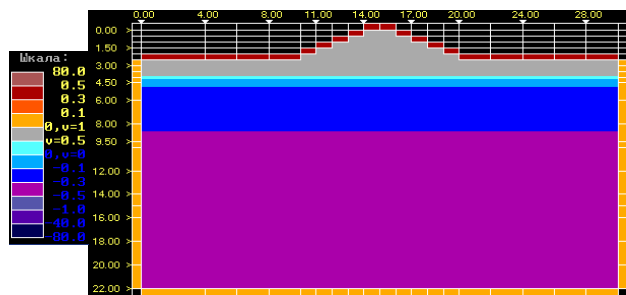


Рис. 3. Начальное распределение температурного поля (дата замера температуры – 30.04.08)

Через 20 лет будет наблюдаться схожая картина (как и через 10 лет), но ядро с более низкими температурами под насыпью немного увеличится, это связано с охлаждающим влиянием земляного полотна, так все положительные теплообороты происходят в нем, а не в грунте. Чаша оттаивания на левом борте увеличится.

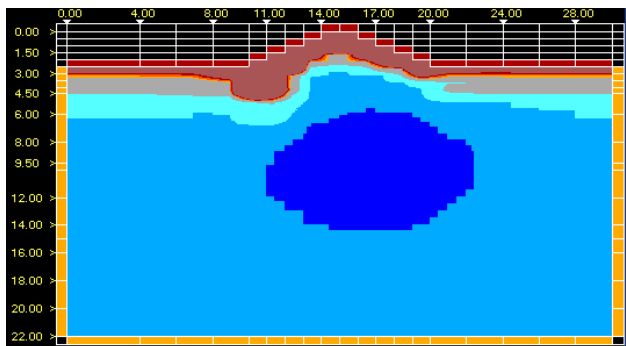


Рис. 4. Распределение температуры грунта через 10 лет после возведения насыпи (на 1 октября, когда оттаивание максимально).

На 30-ый год после возведения насыпи – температура будет оставаться близкой к 0°C (рис. 5), также сохранятся тенденции к увеличению протаивания по обоим бортам. Более холодное ядро начнет сокращаться в размерах из-за увеличения температуры вышележащих слоев.

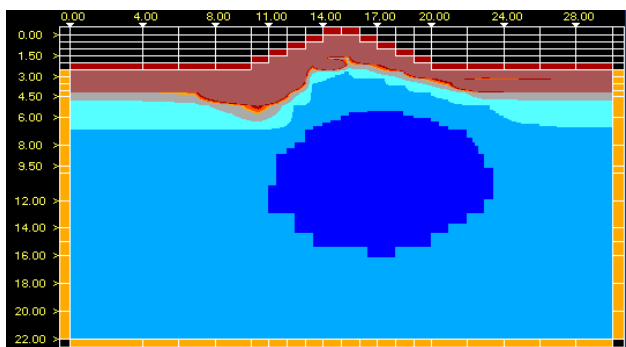


Рис. 5. Распределение температуры грунта через 30 лет после возведения насыпи (на 1 октября, когда оттаивание максимально).

В целом можно сказать, что при данном тренде изменения климата, ММП на ПТК такого типа деградирует полностью в ближайшие несколько десятков лет. Несущая способность грунтов уменьшится в разы, что негативно скажется на эксплуатации железнодорожного полотна.

Ключевой участок №2. Отличие данного ключевого участка в том, что температура пород ниже $-0,2^{\circ}\text{C}$ встречается лишь ниже 6 метров (рис. 6). Замеры в скважинах производились в разное время (30.04.08 и 18.09.08), но всё же на уровне нулевых годовых (10 метров) температуры выше, чем на ключевом участке №1. Высота насыпи на этом участке (по проекту) – 5,13 метров. Через 10 лет после сооружения насыпи под ней обнаруживается более холодный участок (температура в центре его ниже $-0,5^{\circ}\text{C}$, рис. 7), по аналогии с ключевым участком №1.

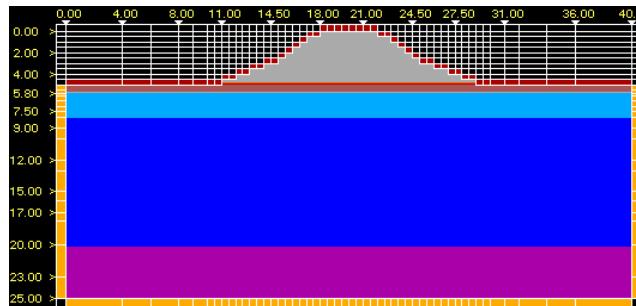


Рис. 6. Начальное распределение температурного поля (дата замера температуры – 18.09.08).

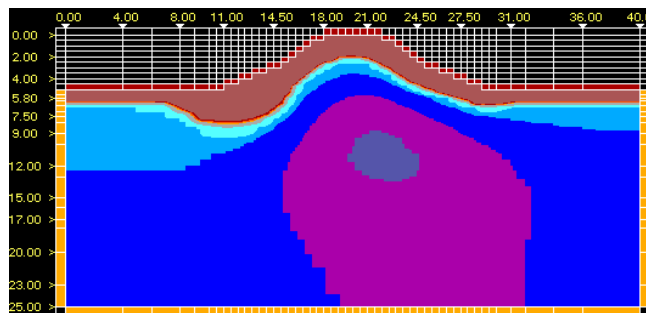


Рис. 7. Распределение температуры грунта через 10 лет после возведения насыпи (на 1 октября, когда оттаивание максимально).

Грунт в насыпи промерзнет на глубине около 7 м, и этот эффект сохранится даже 1 октября, когда протаивание будет максимально, что, в целом, положительно влияет на стабильность грунта-основания. Температура грунта на глубине ниже 15 метров повысится на несколько десятых градуса. Чаша протаивания на северном борту также сформируется, но большая по размерам – это связано с составом отложений (песок пылеватый, а в первом случае весь грунт представлен суглинком). Спустя 20 лет будет наблюдаться неблагоприятная тенденция к повсеместному увеличению температуры, участок под насыпью сильно сократится, оттаивание по бортам увеличится. Волна «тепла» достигнет глубин 20 метров ($-0,1^{\circ}\text{C}$ вместо $-0,3...-0,4^{\circ}\text{C}$, которые были изначально). Отопление грунта будет продолжаться, в том же ключе, и на 30-ый год эксплуатации. Протаивание более 5 метров на левом борту (рис. 8).

Следует отметить, что при большей высоте насыпи (ключевой участок №2) отопление будет идти более медленными темпами, чем при более низкой (ключевой участок №1).

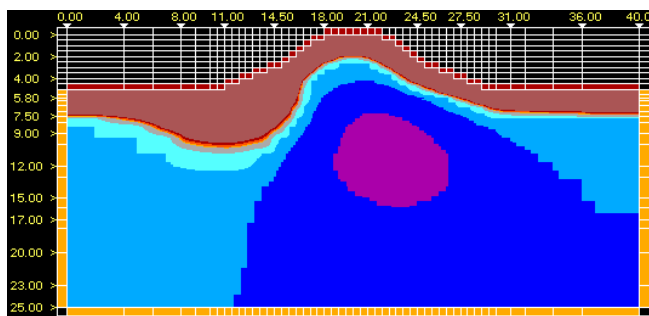


Рис. 8. Распределение температуры грунта через 30 лет после возведения насыпи (на 1 октября, когда оттаивание максимально)

Ключевой участок №3. Этот ключевой участок наиболее холодный, только в пределах него встречаются температура грунта ниже $-0,4^{\circ}\text{C}$, сложен в верхней части суглинком, ниже - около 8 метров мелкозернистого песка. На конец осени (19.09.2008) сезонно-талый слой имел мощность 2,7 метра (рис. 9). Температура на уровне нулевых годовых $-0,3^{\circ}\text{C}$. Высота насыпи по проекту – 2,81 м.

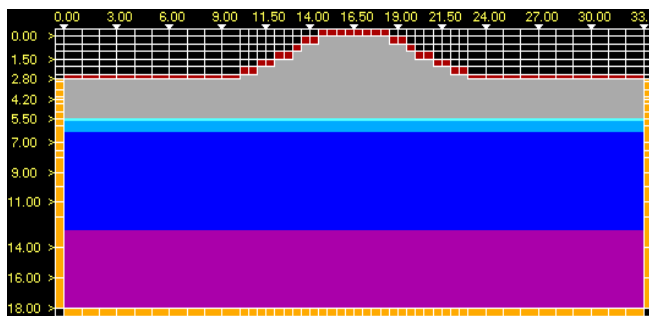


Рис. 9. Начальное распределение температурного поля (дата замера температуры – 18.09.08).

На 10-ый год эксплуатации будет наблюдаться общее повышение температуры грунта до $-0,1^{\circ}\text{C}$ (рис. 10). СТС на левом борту насыпи более 3-х метров. Как и в предыдущих ключевых участках, будет отмечаться понижение температуры под центром насыпи до $0,1^{\circ}\text{C}$. Мерзлые породы очень не стабильны.

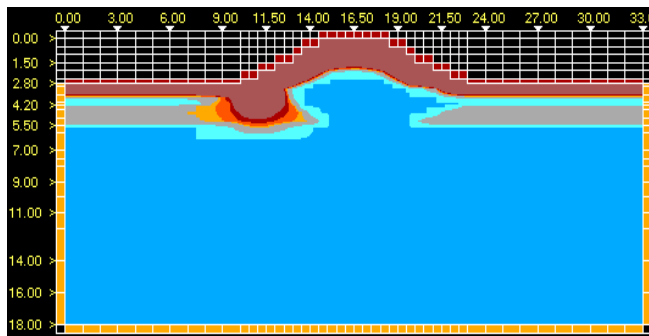


Рис. 10. Распределение температуры грунта через 10 лет после возведения насыпи (на 1 октября, когда оттаивание максимально).

Через 20 лет сформируется значительное ядро охлаждения от насыпи, с температурой в центре ниже

$-0,5^{\circ}\text{C}$. Также на большей части разреза температура уменьшилась. Можно сказать, что при данной высоте насыпи появляются хорошие условия для укрепления грунтов оснований (понижение их температуры). По прошествии, 30-лет, будет сохраняться тренд к охлаждению грунта под земляным полотном. Чаша оттаивания «растечется» в сторону от насыпи (рис. 11).

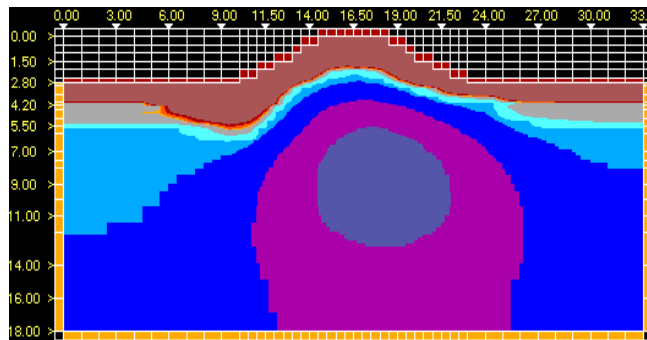


Рис. 11. Распределение температуры грунта через 30 лет после возведения насыпи (на 1 октября, когда оттаивание максимально)

Подводя итоги, можно отметить, что ММП будут укрепляться только на ключевом участке №3, что связано с составом отложений и высотой техногенной насыпи. Неблагоприятные ситуации сложатся на ключевом участке №1, где будет происходить только деградация мерзлой толщи, несмотря на то, что этот разрез сложен суглинками. Ключевой участок №2 через 30 лет эксплуатации будет иметь схожий тренд с ключевым участком №2, но его отличие заключается в том, что с одной стороны он сложен менее дисперсными отложениями (песком), что увеличивает протаивание, с другой стороны, высота насыпи более 5 метров, способствует дополнительному охлаждению пород.

Заключение

Проектируемая трасса пересекает 5 типов ПТК, таких как: водораздельные поверхности, коренной склон, надпойменные террасы, поймы крупных рек, долины небольших рек. Многолетнемерзлые породы (в основном высокотемпературные) встречается отдельными островами на пути железнодорожной трассы. В пределах 1-го типа ПТК ММП встречаются в торфянике на водоразделе и в прилегающей к нему кустарничковой тундре. На высокой пойме р. Полуй под лиственнично-березовым лесом (редколесье), травянисто-моховой (моховой) тундрой – вскрыты мерзлые породы. Под торфяниками и травянисто-моховой тундрой на коренном склоне и долинах небольших рек, с различным типом растительность (смешанный, березовый лес, моховая тундра). На надпойменной террасе р. Надым на залесенных участках.

Аварийность существующего земляного полотна, в основном, связана с процессами сплыва грунта, разрыва паводковыми водами, но наиболее опасный процесс это осадки полотна, которые развиваются повсеместно. Причины осадок различны.

Наблюдаются равномерные осадки и резкие просадки из-за того, что перестают выполнять свои функции водопропускные сооружения.

Прогноз температурного поля грунтов показал увеличение мощности СТС вблизи откосов насыпи, связанное с повышенной снегозаносимостью (с южной стороны) и, следовательно, отепляющим влиянием на грунты. Высота насыпи также не последний фактор, определяющий будущее температурное состояние грунта. При небольших высотах (2 м, ключевой участок №1) происходит повсеместное повышение температуры, при 5 метрах (ключевой участок №2) насыпи в первое десятилетие происходит укрепление ММП, но в дальнейшем отепление, что связано с дисперсностью пород и с оттаиванием холодного ядра под насыпью, в результате увеличения СТС в откосах насыпи. Ключевой участок №3 с высотой насыпи 2,7 метра, создает наиболее благоприятные условия для укрепления ММП.

В целом, учитывая сложность ландшафтно-мерзлотных условий, необходимо проведение специальных предварительных мероприятий по оттаиванию и уплотнению «островов» высокотемпературных мерзлых грунтов, а также по дополнительному охлаждению оснований, где предусмотрено сохранение мерзлоты, что сильно осложняет строительство и эксплуатацию железной дороги.

Благодарности

Данная работа основана на обобщении, имеющихся литературных материалов по району исследования и

фондовых источниках ОАО «Ленгипротранс», предоставленных ведущим научным сотрудником ПНИИИС, к.г.н. Титковым С.Н. и главным специалистом, отдела инженерной геологии ОАО «Ленгипротранс» Войцеховской В.И. А также на интернет-источниках и количественных методах расчета (программа «Тепло»).

Автор выражает благодарность всей кафедре криолитологии и гляциологии, и в частности: научному руководителю доценту, к.г.-м.н. Гребенцу В.И. за помощь в написании аттестационной работы, к.г.н. Титкову С.Н., Войцеховской В.И. за предоставленные фондовые материалы.

Литература

- Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР. Азиатская часть. – М.: Мысль, 1978. – 572 с.
- Павлов А.В., Малкова Г.В., Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 32–39
- Строительные нормы и правила. Строительная климатология. СНиП 23.01-99. 2000, 68 с.
- Трофимов В.Т., Баулин В.В., Васильчук Ю.К., Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты // Геокриология СССР Западная Сибирь – М.: Недра, 1989, с. 159-162
- Трофимов В.Т., Кашперюк П.И., Орография // в книге Геокриология СССР Западная Сибирь – М.: Недра, 1989, с. 38-40
- <http://www.lgt.ru>

Определение ртути в образцах из воронок тунгусского метеорита и в пробах населенных пунктов Сибири

В.А.Алексеев, Н.Г.Алексеева, Л.Н.Лучшева, В.В.Копейкин, Л.Г.Пелехань
Институты ТРИНИТИ, ИЗМИРАН РАН, Россия, Моск.обл., Троицк

В.А.Рукавишников, В.А.Чечин

Институт истории естествознания и техники (ИИЕТ) РАН им. С.И. Вавилова,

Физический институт РАН (ФИАН) им. П.Н. Лебедева, Россия, Москва

В.В.Кривулин

ОАО «Конверсия жилье»

Реферат

В работе представлены результаты исследований концентраций ртути в пробах из трех воронок в эпицентре взрыва Тунгусского метеорита. В 2009-2010 годах были проведены экспедиции, где с помощью георадара изучены структуры 40 воронок. На 7 воронках было проведено бурение. Изучалось содержание ртути в пробах полученных при бурении. Для сравнения приводятся данные по содержанию ртути в природных объектах других районов Сибири.

Ключевые Слова: Тунгусский метеорит, геохимическая аномалия, импактное воздействие, воронки, генезис, термокарст, георадар, вечная мерзлота

Введение

Л.А.Кулик первый открыл в 1927 году гигантский вывал деревьев (рис.1) на Подкаменной Тунгуске и решил, что там было падение огромного метеорита [Кулик, 1939].

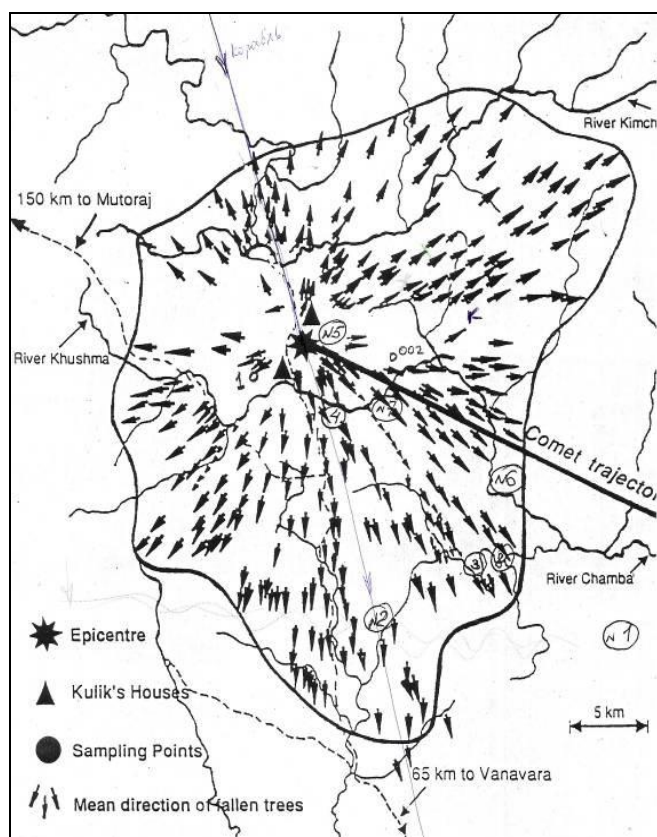


Рис. 1. Карта вывала леса.

Общая площадь вывала составляет примерно 2125 кв.км. Вблизи радиального центра вывала деревьев

были найдены многочисленный округленные воронки. Наши исследования производились вблизи эпицентра взрыва между Северным и Южным болотом (рис.2). Это волнистая поверхность водораздела, покрытая хвойным лесом, редколесьями, заболоченная. На болотах встречаются воронки сложного генезиса. Некоторые считают воронки результатом мерзлотного термокарста.

Проведённые Куликом Л.А. исследования не привели к желаемым результатам [Кулик 1939, Кринов 1949], поскольку в экспедиции не было современного геофизического оборудования. Существует мнение, что нарушение экологической обстановки после взрыва Тунгусского метеорита в атмосфере активизировало термокарст в регионе, который мог сгладить импактное нарушение вечной мерзлоты.

В последствии исследования сместились в изучение мелкодисперсной фракции и исследование воронок Тунгусского метеорита было заброшено [Васильев, 2004].

В.А. Алексеев предположил, что мелкодисперсные частицы могут быть образованы в микротрещинах кометы в результате роста давления при входе в атмосферу Земли [Alekseev, 1998]. Эти частицы находятся в смоле деревьев и могут быть обнаружены в ударных кратерах одновременно с крупными элементами.

Район палеовулкана в эпицентре взрыва Тунгусского метеорита содержит много вулканогенных структур, разломы которых служат каналами для переноса глубинного вещества к поверхности Земли, особенно при землетрясениях [Alekseev, Alekseeva, 2005]. Геохимическая аномалия в слоях мха 1908-10 годов надежно установлена, но ее генезис не определен. Наряду с космическим веществом могут присутствовать также газы и аэрозоли - продукты дегазации глубинного магматического очага. Воздействие взрывной волны и

высокой температуры при падении Тунгусского метеорита вызвало их мгновенное испарение в некотором объеме и конденсацию на поверхностной подстилке 1908 года.

Наш интерес к ртути обусловлен тем, что мы рассматриваем ртуть как индикатор глубинной дегазации Земли. Поэтому ртуть поможет пролить свет на генезис воронок. Ртуть имеет различные формы, которые образуются при высоких температурах и являются их маркерами. Для исследования предполагаемого места падения элементов кометы на землю и образования в результате столкновения с землей кратеров наиболее подходящим, на наш взгляд, является метод изучения форм ртути.



Рис.2 Космический снимок района взрыва Тунгусского метеорита.

круг – Суловская воронка; квадрат – Первая и Вторая воронки; Зелёный тон – тайга; розоватый тон – болота и заболоченные редколесья с термокарстовыми воронками

Среднее содержание ртути в почвах Западной Сибири составляет 20-30 нг/г, при этом диапазон колебаний от 10 до 1500 нг/г. Кларк ртути в земной коре составляет 30 нг/г, а ПДК для почв 2100 нг/г.

Для антропогенного загрязнения окружающей среды ртутью характерно равномерно высокое ее содержание на довольно обширных пространствах в основном в сорбционной форме. Природные источники ртути расположены локально, имеют резко

неоднородное распределение концентраций ртути и значительное ее количество представлено в высокотемпературных минеральных формах.

Наши исследования в Горном Алтае и на Полярном Урале показали большой разброс ее значений. Попадались районы месторождений с очень высокими концентрациями ртути до 2-9 мкг/г, но в основном концентрации были фоновыми.

Объект исследований

В экспедициях в июле 2009 и 2010 гг. мы провели исследования воронок в зоне падения Тунгусского метеорита [Алексеев и др. 2011]. С помощью георадара «Лоза» были изучены внутренние структуры воронок до глубины 20м. Воронки, выбранные как импактные, сохранили свою форму благодаря вечной мерзлоте и имеют форму конуса, рассекающего болото до глубины примерно 15м. После взрыва и падения осколков, нарушивших вечную мерзлоту, начались термокарстовые процессы.

На участке 2км на 0,5 км между Северным и Южным болотом было найдено и обследовано около 40 воронок. Их выделили по аномальной морфологии и по виду торфяных валов. По нашим наблюдениям уровень поверхности внутри воронок, как правило, ниже уровня окружающей местности на 1-4 метра. Были найдены воронки среди леса и на склоне гор.

Исследования присутствия ртути мы провели на образцах, полученных после бурения тех воронок, которые были предварительно изучены георадаром в экспедициях 2009 и 2010 года (Суловская, Первая и Вторая воронки по нашей нумерации). Фотографии воронок приведены на рисунках 3, 4, 5, а радарограммы на рисунках 6, 7, 8.



Рис.3. Внешний вид воронки Суловская



Рис.4. Внешний вид воронки Первая

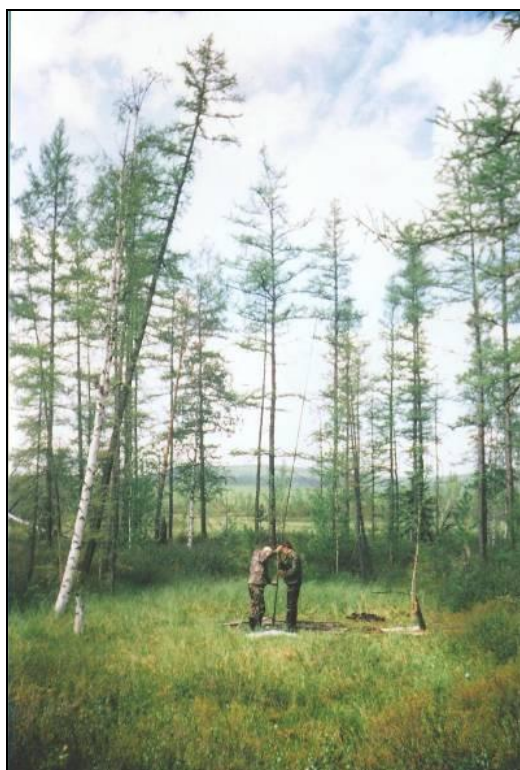


Рис.4. Внешний вид воронки Вторая

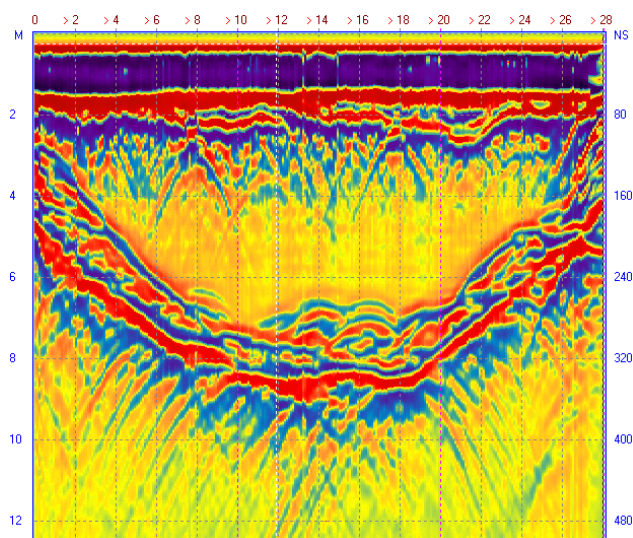


Рис. 6 Радарограмма Сусловской воронки.

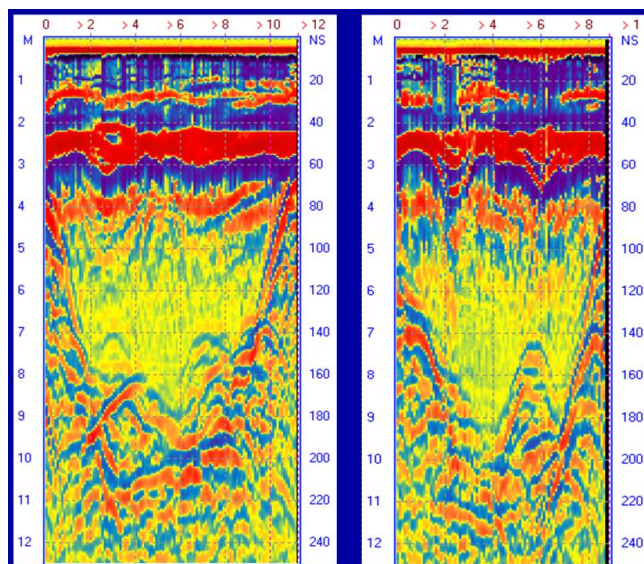


Рис.7 и 8. Радарограммы Первой и Второй воронок

Сусловская воронка расположена почти в центре вывала и именно ей уделил наибольшее внимание Л.А.Кулик. В 1928 году экспедиция Кулика рыла траншею от Сусловской воронки в низину для спуска воды. Суслов нарисовал разрез борта воронки (рис.9) [Кандыба, 1998].

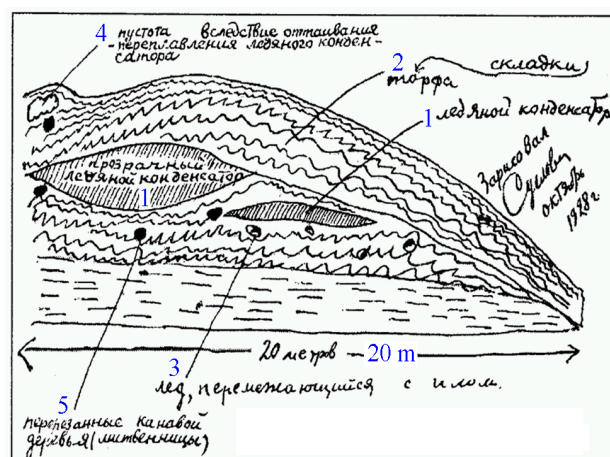


Рис.9. Зарисовка Суслова (октябрь 1928 г.) борта траншеи, выкопанной для спуска воды из Сусловской воронки:

- 1 – ледяное тело; 2 – складки торфа; 3 – лёд с примесью ила;
- 4 – пустота на месте вытаявшего ледяного тела;
- 5 – перерезанные канавой стволы деревьев (лиственница)

И «на глубине 1,5 м от поверхности землекопы наткнулись на два относительно свежих лиственничных ствола. Эти стволы лежали наклонно, вершины их подняты под углом 25 и 37 градусов к горизонту и направлены на юго-восток по азимутам 125 и 150 градусов. Под обоими стволами находились линзы чистого льда. Осмотр показал, что оба дерева погибли живыми – это не были сухостойные экземпляры». В составе экспедиции Кулика Л.А. принимала участие болотовед Шумилова Л.В. По ее заключению, возраст воронки, подсчитанный по годичным слоям торфа, составляет 21 год. Это указывает, что воронка образовалась в 1908 году, в год катастрофы [Кандыба, 1998].

Вечная мерзлота законсервировала и сохранила в себе все возможные следы воздействия Тунгусского Космического Тела, его вещество. Многостороннее исследование воронок, их генезиса, химизма, изотопии слоев позволит прояснить вопрос природы Тунгусского Космического тела, величайшей загадки 20-го века. При этом необходимо принимать во внимание непрерывно происходящие карстовые процессы в зоне вечной мерзлоты. [Общее мерзловедение, 1978; Маслов А.Д. и др., 2005].

Описание метода

Для измерения концентраций ртути применялся анализатор ртути РА-915+, который является частью аналитического комплекса, позволяющего выполнять быстрые селективные измерения концентраций ртути в атмосферном воздухе, газовых потоках, жидких и твердых пробах. Оптико-электронная схема анализатора обеспечивает ультранизкий предел обнаружения ртути в режиме прямых измерений. Метод основан на атомно-абсорбционной спектроскопии с Зеемановской коррекцией неселективного поглощения. Многоходовая кювета способствует повышению чувствительности измерений. Зеемановская коррекция неселективного поглощения обеспечивает высокую точность измерений независимо от мешающих факторов: пыли, влажности, аэрозолей, поглощающих паров и газов.

В состав аналитического комплекса входят: 1. Анализатор «РА-915+», 2. Приставка «РП-91» для определения содержания ртути в водных растворах методом «холодного пара»; 3. Приставка «РП-91С» для прямого определения содержания ртути в почве, горных породах, донных отложениях и пробах с малой долей органических веществ методом пиролиза. Анализ образцов со сложной матрицей методом пиролиза не требует предварительной пробоподготовки. Комплекс рассчитан на работу в лабораторных и полевых условиях.

Аналитический комплекс позволяет получить рекордно низкий предел обнаружения ртути в воздухе в режиме непрерывных измерений (без предварительного накопления на сорбентах) – 2 нг/м^3 при односекундном осреднении сигнала, $0,3 \text{ нг/м}^3$ – при 30 секундном осреднении сигнала. Он обладает широким динамическим диапазоном:

$2 \dots 20\,000 \text{ нг/м}^3$ – в непрерывном режиме;
 $5\,000 \dots 200\,000 \text{ нг/м}^3$ – в режиме больших концентраций. Пределы относительной погрешности 20%. Метод позволяет работать в полевых условиях от встроенных аккумуляторов. Имеется возможность проводить измерения содержания ртути в атмосферном воздухе с движущихся носителей.

Анализатор ртути РА-915+ в комплекте с приставкой РП-91С используется для прямого определения содержания ртути в почве, горных породах, донных отложениях и пробах с малой долей органических веществ методом пиролиза.

Приставка РП-91С предназначена для термической деструкции пробы и перевода ртути из связанного состояния в атомарное с последующим определением

количества выделившийся ртути с помощью анализатора РА-915+ (табл.1).

Таблица 1. Технологические параметры приставки РП-91 к анализатору РА-915+

Анализируемый объект	Твёрдые пробы (почва)
Предел обнаружения	1,0 мкг/кг
Максимальные навески	0,4 г
Время непрерывной работы	8 часов
Масса анализатора	7,5 кг
Масса приставки	5,5 кг
Питание	220В
Питание автономного источника	РА-915+ — 6/14В
Потребляемая мощность	РП-91С — 250 Вт
Частота тока	50 Гц

Анализатор ртути РА-915+ в комплекте с приставкой РП-91С применяется в экологии, санитарии для: экспресс-анализа сложных объектов: В геолого-геохимических исследованиях для изучения природных и техногенных циклов ртути, определения содержания ртути в почвах, горных породах и рудах

Результаты измерений

Проведен рентгеноструктурный анализ двух образцов грунта. Первый глубинный образец, найденный в объеме глинистой фазы, имел следующий состав: плагиоклаз $\text{Ca,NaAlSi}_3\text{O}_8$, калиевый полевой шпат KAlSi_3O_8 , пироксен $\text{Ca(Mg,Fe)[Si}_2\text{O}_6]$ и, возможно, глинистые минералы. Образцы кристаллического порошка имели состав плагиоклаз $\text{Ca,NaAlSi}_3\text{O}_8$, калиевый полевой шпат KAlSi_3O_8 , пироксен $\text{Ca(Mg,Fe)[Si}_2\text{O}_6]$, серпентин $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})$, апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ и глинистые минералы (монтмориллонит).

Наиболее подробно на этих частицах и на других пробах грунта было исследовано содержание ртути.

Результаты анализа показали, что в пробах № 1, 2, 3, из Первой воронки содержание ртути 1 нг/г . Пробы представлены песком черного цвета. В пробе 3, несмотря на очень низкое содержание ртути, отмечено присутствие изоморфной формы ртути самой высокотемпературной. Можно предположить, что породы в данном месте подверглись какому-то жесткому воздействию, в результате которого основная часть ртути испарилась, а осталась в основном только ее высокотемпературная наиболее устойчивая форма.

Содержание ртути в пробах Второй воронки: Н 4м – 18 нг/г , Н 4,4 м – 10 нг/г , Н 5м – 8 нг/г . Пробы представлены глинистыми разностями, цвет глины Н 4м темно-желтый, у остальных – желтый. Уровень содержания ртути в грунтах Второй воронки значительно выше, чем в Первой воронке, хотя значительно ниже кларка ртути (45 нг/г по Озеровой Н.А.). Характерной особенностью проб Второй воронки является значительное содержание в них ртути в сульфидной и особенно изоморфной формах. Породы в районе этой воронки подверглись, вероятно, меньшему воздействию, чем грунты Первой воронки (табл.2).

Изоморфная форма ртути встречается довольно редко. При ее диагностике возникают трудности, связанные с ее обнаружением, обычно концентрации изоморфной ртути на 1-3 порядка ниже, чем сорбированной формы ртути. Трудна и привязка ее к конкретному минералу, так как экспериментально изучено ограниченное количество минералов, содержащих изоморфную ртуть. Температура ее выхода может варьировать от 450 до 1000 °С. Если знать минерал-носитель изоморфной ртути и минеральный состав пробы, можно с большой долей уверенности предположить, в каком конкретно минерале присутствует изоморфная ртуть. Изоморфная ртуть может содержаться в барите и магнетите.

Таблица 2. Содержание, нг/г, и формы ртути в пробах грунта из Сусловской воронки и Второй воронки

Горизонт, м	Описание пробы	Сусловская воронка	Вторая воронка	Формы ртути
Поверхн.	мох	68	—	ФС
Опущенный борт	Дерновая почва	42	—	ФС СВ ИЗ ОВ СГ
Верхн сл.	почва	26	—	ФС
2 м	Дерновая почва	19, 23	—	ФС
2,5 м	Грунт глин	11	—	ФС ВТФ СГ
3 м	почва глин	11	12	ФС+СФ
4,3 м	глина темн	—	17	СФ+ФС+СВ
4,4 м	глина	—	9	ФС+СФ+СВ
5,2 м	глина(а) песок (б)	—	3 2	СФ+ФС+СВ СФ+ФС+СВ
5,4 м	Ил желтый	—	6	ФС+СФ+ХС
6,5 м	Грунт глин	15	—	ФС СФ СВ ХС
7,1 м	глина темн	—	12	ФС+СВ+ХС

В таблице обозначения:

ФС – физически сорбированная форма ртути
 СВ – низкотемпературная форма ртути в свободном состоянии
 ИЗ – высокотемпературная изоморфная форма ртути
 ОВ – формы ртути, связанные с органическими веществами
 ВТФ – высокотемпературная форма ртути.

В таблице 3 приведены концентрации ртути в почвах разных городов Сибири. Резкое обогащение ртутью поверхностного слоя мхов вблизи эпицентра Тунгусского взрыва можно объяснить близостью к активному разлому, из которого активно поступают в атмосферу эманации ртути и других элементов и газов. Мхи являются хорошими концентраторами ртути и других металлов и улавливают ее из приземного воздуха.

Другим объяснением может служить «отгонка» ртути из нижележащих пород в результате высокотемпературного импактного воздействия где-то вблизи от воронки, что позволило сохраниться

почвенному гумусу в поверхностном слое (не обуглиться до золы). Более определенную информацию может дать площадная съемка в этом районе с отбором поверхностных проб почвы и нижележащих, чтобы узнать, где выклинивается загрязнение по довольно частой сетке точек опробования. Должна быть полная уверенность, что это не антропогенное загрязнение ртутью.

Таблица 3. Концентрации ртути (нг/г) в почвах и растительности 4 населенных пунктов Сибири

Форма ртути ФС	Ванавара	Чамдальск	Сургут	Новосибирск
Почва	22	14	13	18
Мох	27 свежий 34 старый	31 свежий 50 старый	21	—
Хвоя сосны свежая	9	8	20	17
Хвоя сосны старая	36	26	25	33

На рисунке 10 представлен график изменения концентрации ртути по глубине Второй воронки. Для сравнения приведена концентрация ртути в фоновом районе в 100 метрах от Сусловской воронки, равной 200 нг/г.

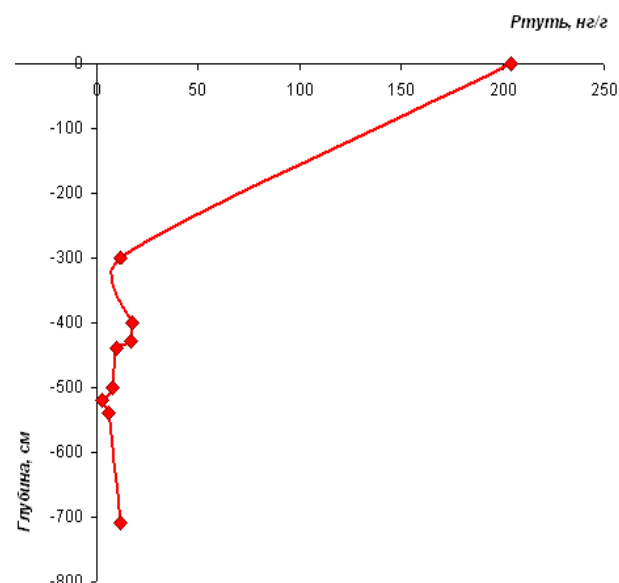


Рис.10. Вертикальный профиль распределения ртути в почвенных отложениях скважины № 2 (Вторая воронка)
 горизонтальная ось – содержание ртути, нг/г;
 вертикальная ось – глубина, см

Вид кривых адсорбции ртути и задымленности кюветы продуктами пиролиза может свидетельствовать о том, что основная часть ртути в поверхностном слое присутствует в сорбированной форме, но некоторая ее часть прочно связана с органикой, поэтому образует несколько пиков в высокотемпературной зоне.

В стандартном образце ртуть находится в сорбиционной форме.

Заключение

1. Концентрации ртути в воронках Тунгусского метеорита низкие, ниже кларковых содержаний.
2. В пробах Первой воронки содержание ртути 1 нг/г. Песок черного цвета.
3. В пробе №3 из Первой воронки присутствует изоморфная форма ртути, самая высокотемпературная.
4. Возможно, породы подверглись тепловому воздействию, при этом основная часть ртути испарилась, осталась высокотемпературная, наиболее устойчивая форма.
5. Содержание ртути в пробах Второй воронки 8-18 нг/г.
6. Ртуть присутствует в сульфидной и особенно в изоморфной формах.
7. Возможно, породы в районе этой воронки подверглись меньшему температурному воздействию, чем грунты Первой воронки.
8. Обогащение ртутью поверхностных мхов можно объяснить близостью к активному разлому. Мхи являются хорошими сорбентами. Возможна «отгонка» ртути из нижележащих пород в результате высокотемпературного импактного воздействия.
9. Сравнение концентраций ртути в воронках в эпицентре Тунгусского взрыва с концентрациями в почвах и растениях Сибирских населенных пунктов (табл.5) свидетельствует о загрязнении ртутью воздуха Сибири, поскольку почвы и растения – хорошие сорбенты и индикаторы этого процесса.
10. Характер распределения ртути в грунтах воронок и в других населенных пунктах Сибири косвенно свидетельствует в пользу космогенной природы Тунгусского взрыва.

Благодарности

Авторы выражают благодарность академику РАН А.М.Черепашуку за постоянную поддержку и содействие, профессору Томского университета Г.Ф.Плеханову за конструктивное обсуждение

проблемы; директору ГАИШа МГУ; руководству Департамента охраны окружающей среды Министерства Природных Ресурсов РФ; директору заповедника «Тунгусский» Л.Н.Логуновой и сотрудникам заповедника за поддержку в проведении экспедиций; директору ОАО «Конверсия жилье» В.В.Кривулину за спонсорскую помощь в покупке приборов; Оргкомитету X международной конференции по мерзлотоведению (TICOP) за внимание к нашим исследованиям и помощь в подготовке публикации.

Литература

- Alekseev V.A., Alekseeva N.G. 2005 Particularities of the problem of the Tunguska body , “Asteroid-Comet Hazard – 2005”, St. Petersburg.
- Alekseev V.A., 1998. New aspects of the Tunguska meteorite problem. // Planetary Space Sci., V 40 №2/3, P. 169-177
- Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Копейкин В.В. Результаты георадарного и водородного исследования импактных воронок Тунгусского метеорита в 2009 и 2010 гг. // Оптика атмосферы и океана, 2011, №12, с.1105-1107.
- Васильев Н.В. Тунгусский метеорит. Космический феномен лета 1908 г. – М.: НП ИД «Русская панорама», 2004. – 372 с.
- Кандыба Ю.Л. Трагедия Тунгусского метеорита – Красноярск: Изд. Сибирский фонд «Тунгусский космический феномен», 1998. – 416 с.
- Кринов Е.Л. Тунгусский метеорит – М.: АН СССР, 1949. – 196 с.
- Кулик Л.А. Данные по Тунгусскому метеориту // ДАН СССР, Новая серия, 1939, Т.11, №8, с.520-524.
- Маслов А.Д. и др. Основы геохронологии, – Ухта: Ин-т управл., инф. и бизнеса, 2005. – 176 с.
- Общее мерзлотоведение. / Под ред. В.А. Кудрявцева. – М.: Изд-во ИГУ, 1978. – 464 с.

Криогенные деформации в позднекайнозойских отложениях Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны

С.В.Алексеев, Л.П.Алексеева, А.М.Кононов
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Реферат

Представлены разрезы позднекайнозойских аллювиальных отложений, вскрытых в уступах террас в Тункинской впадине. Охарактеризованы деформации в слоистых осадках и почвенных горизонтах. На основе анализа известных публикаций и результатов собственных полевых исследований обоснован криогенный механизм образования деформационных структур в рыхлых осадочных отложениях.

Ключевые Слова: Деформационные структуры, инволюции, криотурбации, промерзание-протаивание, пучение, Тункинская котловина.

Введение

Проблема образования деформационных структур в рыхлых осадочных отложениях привлекает внимание специалистов различного профиля. Образование инволюций может быть спровоцировано различными процессами. Одним из возможных механизмов их формирования является криогенный (Артюшков 1965, Костяев, 1965, Dylik & Maarleveld 1967, Романовский 1977, Shilts 1978, Уошборн 1988, Dijkmans 1989, Ершов 1990, Vandenberghe 1992, Hinkel 1993, Murton & French 1993, French 2007, Основы геокриологии 1996, Paik & Lee 1998; Swanson et al. 1999, Harris et al. 2000, Мельников & Спесивцев 2000, Murton et al. 2000, Murton & Bateman 2007, French & Demitroff 2001, French et al. 2003, Lemcke 2001; Lemcke & Nelson 2004, Van Vliet-Lanoë 1991, Van Vliet-Lanoë et al. 2004, Ghysels et al. 2006, Dillon & Sorenson 2007, Kovács et al. 2007, Ogino et al. 2007, Ewertowski 2009, Френч и др. 2009 и др.). Из публикаций следует, что важнейшим условием образования инволюций в перигляциальных областях является наличие мёрзлых пород и холодных климатических условий. В качестве ведущих предлагаются различные механизмы деформирования рыхлых осадочных отложений - дифференцированное морозное пучение, различная скорость промерзания водонасыщенных грунтов, криогидростатическое давление, многократное повторение циклов промерзания-оттаивания, а также комплекс других факторов, включая плоский рельеф, чувствительный к пучению грунт, реверсивные по плотности слои, существенное водонасыщение грунтов в течение осеннего периода замерзания-оттаивания и недостаток снега и растительности.

Авторами настоящей статьи изучены криогенные деформации позднекайнозойских рыхлых отложений, вскрытых в опорных разрезах Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны, и предложен возможный механизм их формирования.

Территория исследования

Тункинская котловина является одной из межгорных впадин байкальского типа, которые входят в

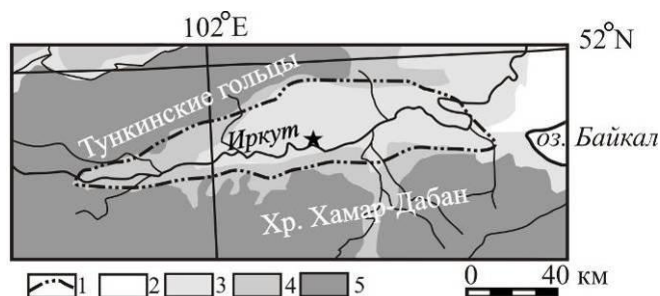
Байкальскую рифтовую зону и заполнены мощной толщей кайнозойских отложений. Максимальная ее ширина немного более 30 км, а по протяженности она достигает 60 км. Абсолютные высоты днища котловины на урезе р. Иркут, продольно пересекающей котловину с запада на восток, составляют 700-780 м. Все впадины Тункинского рифта заполнены мощной толщей (более 2.5 км) вулканогенно-осадочных кайнозойских отложений. Позднекайнозойское осадконакопление происходило на фоне резкого усиления тектонических движений (интенсивное поднятие горных хребтов и опускания впадин) и глобальных изменений климата (Логачев, 1958).

Плейстоцен-голоценовая криогенная эпоха (1.92-0.0 млн. лет назад) отличалась суровым климатом в криохроны, но достаточно теплым - в термохроны. Характерной особенностью эпохи является многократная смена процессов многолетнего промерзания и протаивания горных пород, она наиболее ярко проявилась в структурах Южной геокриологической зоны. Важнейшим фактором плейстоценовой истории Тункинского рифта явилось его горно-долинное оледенение. В позднем плейстоцене многие ледники Тункинских Гольцов спускались к подножию гор и формировали там конечно-моренные комплексы и различные аккумулятивные ледниковые формы.

Мощность четвертичных отложений Тункинской впадины составляет около 500 м. Они представлены аллювиальными, делювиальными, гляциальными, флювиогляциальными, эоловыми и, в меньшей степени, озерными образованиями. Все четвертичные отложения разделяются на три литологических комплекса: валунно-галечный (пролювий), песчаный (аллювий и эоловые отложения) и покровный лессовидный (субаэральные образования супесчаного и суглинистого состава различной степени облессованности). Именно к отложениям покровного комплекса, слагающим верхние части надпойменных террас, приурочены деформационные структуры.

Многолетнемёрзлые породы в пределах впадины имеют островное распространение (рис.1). Они

приурочены к локальным заболоченным участкам, поймам и низким террасам, сложенным песчано-илистыми, глинистыми отложениями и торфяниками. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 30-40



Условные обозначения: 1 - граница Тункинской впадины; 2-5 - распространение и мощность многолетнемерзлых пород: 2 - редкоостровное, 0-15 м, 3 - массивно-островное (до 50 %), 0-25 м, 4 - прерывистое (до 80 %), 0-50 м, 5 - преимущественно сплошное, 100-300 м.

Рис. 1. Карта распространения мерзлых пород в Тункинской впадине и горном обрамлении (звёздочка - местоположение изученных разрезов)

м. Кровля мёрзлой толщи редко опускается ниже 20 м. Температура мёрзлых пород высокая: от -0.2 до -1°C. Глубина сезонного протаивания составляет 0.8-1.5 м в торфяниках и 2.5-3.0 м в песчаных и глинистых грунтах. Сезонное промерзание пород достигает 1 м. Лдьистость мерзлых грунтов высокая, поскольку объемная влажность составляет 25-40 % (Лещиков, 1978). Мощность слоя годовых колебаний температур грунта не превышает 8-10 м. В сезонноталом слое температурный градиент достигает 5°C на 1 м, что при малой мощности снега (10-20 см) благоприятно для развития морозобойного растрескивания грунтов. Широкое развитие имеют криогенные процессы и явления - пучение грунтов с образованием бугров до 1.5 м высотой, морозобойное растрескивание, термокарст, наледообразование, полигональные формы рельефа.

Результаты исследования и их интерпретация

В опорных разрезах впадины зафиксированы криогенные деформационные образования различной формы. Классические жильные структуры вскрыты в береговом уступе надпойменной террасы р. Иркут (рис. 2 а,б). Жилы выполнены легкой пылевой супесью серого цвета с примесью ожелезнённой супеси и тонкозернистых песков, иногда суглинков. В нижней и средней частях жил наблюдается большое количество черного (оторфованного, гумусированного) материала. Вмещающими отложениями являются слоистые средне- и крупнозернистые аллювиальные пески светло-серого цвета, местами ожелезнённые. Здесь обнаружены явные признаки, которые позволяют отнести эти образования к псевдоморфозам по повторно-жильным льдам: жильная форма (в данном случае клиновидная); следы обрушения перекрывающих отложений в полость, образовавшуюся после вытаявания повторно-жильного льда; деформация вмещающих пород на контакте с жильными телами; присутствие воздушных полостей (что говорит о вытаявании сегрегационных ледяных включений); особое строение разреза - залегание более плотных осадков (супесей и суглинков) над менее плотными (песками).

Как правило, в верхней части (0.5-1.5 м) изученных разрезов отчетливо видны криотурбированные горизонты мощностью 1-1.2 м (рис.2в). Хаотичное, беспорядочное перемещение грунтовых масс под воздействием циклических процессов промерзания-оттаивания привело к формированию толщи, в которой смяты и изогнуты тонкие светлые и желтые пески разной зернистости, серые пластичные супеси, оторфованный материал, часто с включением детрита, погребенная почва, тонкие прослойки суглинков.

Особый интерес представляет строение разреза, вскрытого в береговом уступе р. Иркут у пос. Нуган (рис. 3).

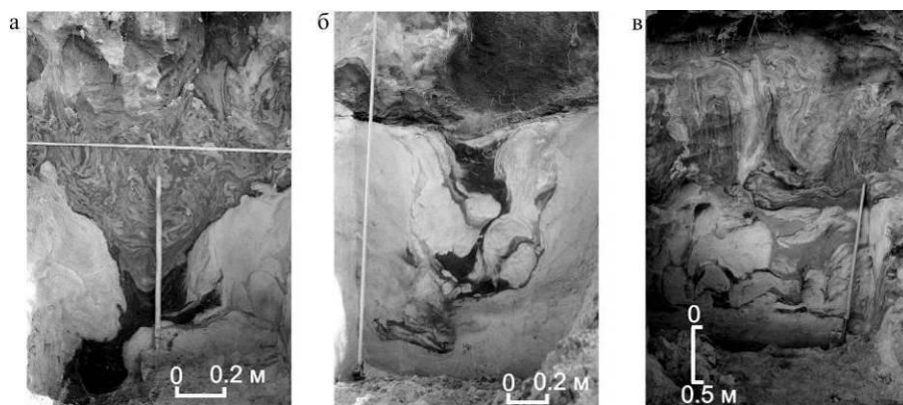
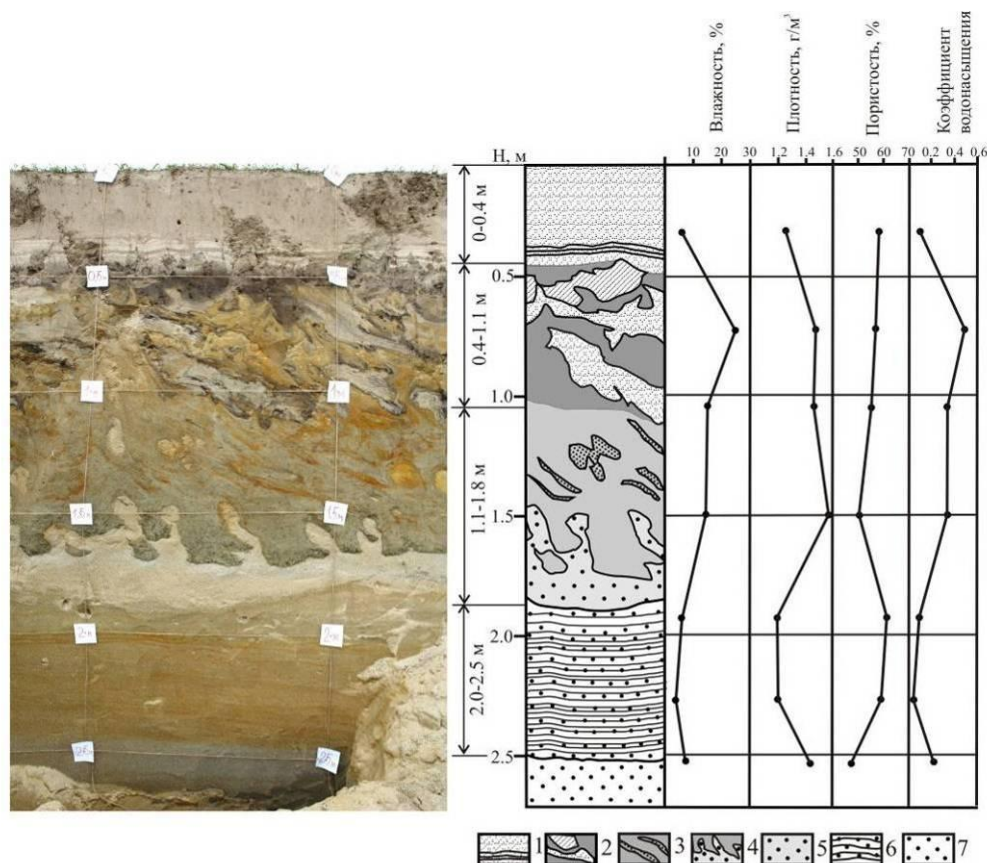


Рис. 2. Криогенные деформации (левый берег р. Иркут, береговой уступ): а и б – псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, в – криотурбация



Условные обозначения: 1 - мелко-тонкозернистый серый песок, в нижней части - слоистый светло-серого цвета, не катается; 2 - крупнопылеватый песок преимущественно желтого цвета с включениями светло-серого тонкого песка и погребенной почвы; 3 - мелко-тонкозернистый песок преимущественно зеленовато-серого цвета с многочисленными косослоистыми прослойками охристого крупнопылеватого песка; 4 - каплевидные деформации: светло-серый крупнозернистый песок из нижнего горизонта внедрён вверх в пылеватый зеленовато-серый песок; 5 - крупнозернистый песок светло-серого цвета; 6 - средне-крупнозернистый песок желтого цвета, горизонтально слоистый; 7 - средне-крупнозернистый песок синевато-серого цвета.

Рис. 3. Деформационные образования в аллювиальных отложениях р. Иркут (уступ правого берега у пос. Нуган). Справа схематический разрез с характеристиками физических свойств грунтов на различной глубине

Разрез включает три части. Верхняя перекрывающая пачка – 0-0.4 м – сложена мелко-тонкозернистыми серыми песками, в нижней части наблюдаются тонкие слои более светлого песка. Осадки не пластичны и не нарушены.

Второй сверху горизонт до глубины 1.8 м интенсивно деформирован процессами многократного промерзания и оттаивания. Он сложен песками: в верхней части преимущественно крупнозернистыми желтого цвета с многочисленными карманами либо светло-серого тонкого песка, либо темной погребенной почвы, а в нижней части – мелко-тонкозернистыми зеленовато-серого цвета с тонкими косыми прослойками желтого (охристого) крупнопылеватого песка. Небольшое различие плотности, пористости, гранулометрического состава отложений (рис. 4), а также неоднородность растительного покрова на поверхности предопределили дифференцированное морозное пучение гетерогенных отложений. В прослоях, обогащенных тонкозернистой фракцией и более влагонасыщенных, активно протекали процессы сегрегационного льдовыделения и пучения, приводившие в итоге к формированию криотурбаций.

В самой нижней части второго горизонта на глубине 1.4 м от поверхности зафиксированы каплевидные и складкообразные изгибы слоев мощностью 30-40 см. Благодаря различию в цвете отложений рисунок контакта очень четкий. Формирование подобной волновой поверхности между верхним слоем мелкозернистого песка и нижним слоем крупнозернистого песка происходило в ходе многократного промерзания-оттаивания осадков в результате пластичного течения протаявшего грунта из-за неодинаковой плотности и влажности. При этом крупнозернистый серый песок при воздействии отрицательной температуры промерзал быстрее, чем более влагонасыщенный и более плотный вышележащий мелкозернистый зеленовато-серый песок, обогащенный тонкой фракцией. Образующийся сегрегационный лед выпучивал песок нижнего слоя в еще непромерзший верхний слой, формируя каплеобразные структуры. Процесс выдавливания усиливался из-за плотностной инверсии: поскольку верхние пески тяжелее нижних, они вытесняли последние вверх, стремясь занять их место. При последующем протаивании происходило дальнейшее

формирование волновой поверхности в ходе пластичного течения оттаявшего грунта.

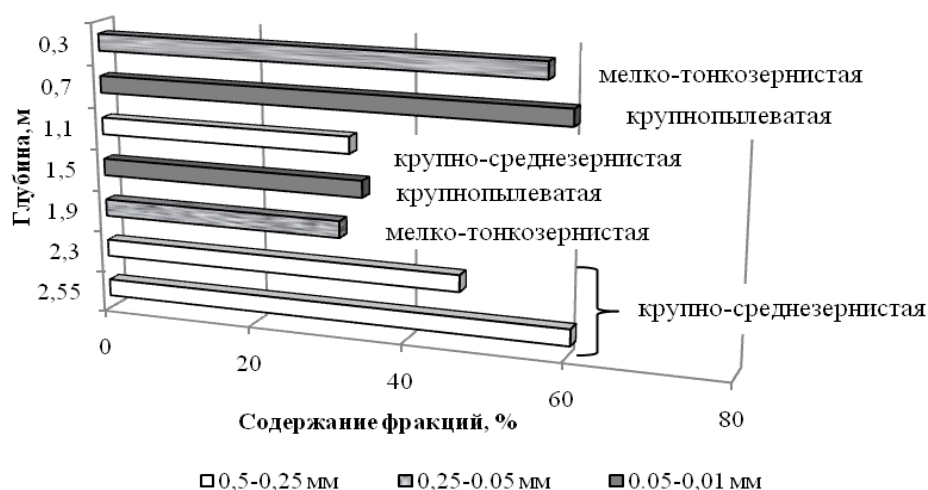


Рис. 4. Распределение фракций грунтов по разрезу, вскрытому в уступе правого берега р. Иркут у пос. Нуган

Физическая сущность образования многочисленных складок (деформаций конвективной неустойчивости) в четвертичных и более древних отложениях раскрыта еще в 60-х годах прошлого века (Артюшков, 1965; Костяев, 1965). Экспериментально возможность такого механизма формирования инволюцеподобных деформаций была доказана в ходе моделирования протаивания льдонасыщенных мёрзлых грунтов (Harris et al., 2000), а также при лабораторной симуляции перигляциальных инволюций, образующихся при ежегодном промерзании-оттаивании в слоистых грунтах с реверсивной плотностью (Ogino and Matsuoka, 2007).

Третья – нижняя часть разреза, вскрытая до глубины 2,7 м, состоит из горизонтальнослоистых недеформированных крупнозернистых песков желтого и синевато-серого цвета, отмытых, без органики, что свидетельствует о стабильном режиме осадконакопления и отсутствии неблагоприятного внешнего воздействия.

Таким образом, можно с уверенностью говорить о том, что мощность сезонноталого слоя на этом отрезке долины р. Иркут, по крайней мере, в течение голоцена не превышала 1,8 м.

Заключение

Поскольку Тункинская впадина расположена в зоне островного развития многолетнемёрзлых пород, а верхняя часть геологического разреза подвержена периодическому воздействию процессов промерзания-протаивания, можно сделать однозначный вывод о криогенном происхождении деформационных структур, вскрытых в уступах террас р. Иркут. Наличие криотурбированных грунтовых масс примерно до глубины 1,8 м является признаком проникновения температурных изменений, в результате которых и происходили пластические нарушения отложений. Промерзание разреза вызывало сегрегационное льдовыделение и пучение осадков. При протаивании отложений смещение и перемешивание осадочного материала продолжались. Неодинаковый рисунок

деформаций в верхней (хаотический) и нижней (четкий каплеобразный) частях криотурбированного горизонта, скорее всего, обусловлен различием физико-механических свойств отложений – влажности, фациального состава, пластичности, плотности, а также сложным температурным режимом существовавших сезонно- и многолетнемёрзлых горных пород.

Следует отметить, что конвективные деформации в рыхлых отложениях широко распространены и вне области развития мёрзлых пород. Природа нарушений во многом определяется общей историей эволюции геологических структур. Так, высокая сейсмическая активность Тункинской впадины (оценки магнитуд палеособытий во впадине нередко достигают значений 6,5 и более) может привести к наложению деформаций рыхлых отложений, возникших как при землетрясениях, так и в процессе многократного промерзания-протаивания. В этой связи разработка критериев, позволяющих однозначно определить криогенную или иную природу деформаций, имеет важнейшее значение для использования их в целях палеогеографических, палеоклиматических, палеогеокриологических и палеосейсмогеологических реконструкций.

Благодарности

Авторы выражают благодарность группе тектонофизиков, принимавших участие в совместных полевых работах и обсуждениях полученных результатов – к.г.-м.н. А.С. Гладкову, к.г.-м.н. О.В. Луниной, аспиранту А.В. Андрееву.

Литература

- Артюшков Е.В. 1965. Образование конвективных деформаций в слабо литифицированных осадочных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., 12: 79-101.
- Костяев А.Г. 1965. О признаках различия мерзлотных и конвективных (диагенетических) структур в

- четвертичных отложениях. Подземный лед. - М., изд-во МГУ, 2: 159-171.
- Лешиков Ф.Н. 1978. Мёрзлые породы Приангарья и Прибайкалья. – Новосибирск, Наука. 141 с.
- Логачев Н.А. 1958. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа. Изв. АН СССР, серия геол., с. 18-29.
- Мельников В.П. и Спесивцев В.И. 2000. Криогенные образования в литосфере Земли (изобразительная версия). - Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, изд-во СО РАН, 343 с.
- Основы геокриологии. Ч. 2. Литогенетическая геокриология 1996. Под ред. Э.Д. Ершова - М., изд-во МГУ, 339 с.
- Уошборн АЛ. 1988. Мир холода. Геокриологические исследования. – М., Прогресс, 384 с.
- Френч Х.М., Демитрофф М., Стрелецкий Д.А., Форман С.Л., Годзик Я., Конищев В.Н., Рогов В.В., Лебедева-Верба М.П. 2009. Проявления позднплейстоценовой вечной мерзлоты в Пайн-Барренс на юге штата Нью-Джерси в США. Криосфера Земли, XIII, 3: 17-28.
- Swanson, D.K., Ping, C-Lu & Michaelson, G.J. 1999. Diapirism in Soils due to Thaw of Ice-Rich Material near the Permafrost Table. *Permafrost Periglac. Process.* 10: 349-367
- Dijkmans, J.W.A. 1989. Frost wedges in an eolian sand sheet near Søndre Strømfjord, W. Greenland and their paleoenvironmental implications. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 33: 339–353.
- Dillon, J.S. & Sorenson, C.J. 2007. Relict Cryopedogenic Features in Soils with Secondary Carbonate Horizons, Western Wyoming, USA. *Permafrost and Periglac. Process.* 18: 285–299.
- Dylik, J. & Maarleveld, G.C. 1967. Frost cracks, frost fissures and related polygons: a summary of the literature of the past decade. *Mededelingen van de Geologische Stichting, Nieuwe Serie* 18: 7–21.
- Ewertowski, M. 2009. Ice-wedge Pseudomorphs and Frost-cracking Structures in Sediments, Central-West Poland Weichselian. *Permafrost and Periglac. Process.* 20: 316–330.
- French, H.M. 2007. *The Periglacial Environment* (3rd ed). John Wiley & Sons Ltd, England.
- French, H.M. & Demitroff M. 2001. Cold-climate origin of the enclosed depressions and wetlands ('spungs') of the Pine Barrens, southern New Jersey, USA. *Permafrost and Periglac. Process.* 12: 337–350.
- French, H.M., Demitroff, M. & Forman, S.L. 2003. Evidence for Late-Pleistocene permafrost in the New Jersey Pine Barrens (latitude 39°N), Eastern USA. *Permafrost and Periglac. Process.* 14: 259–274.
- Ghysels, G. & Heyse, I. 2006. Composite-wedge Pseudomorphs in Flanders, Belgium. *Permafrost and Periglac. Process.* 17: 145–161.
- Harris, C., Murton, J.B. & Davies, M.C.R. 2000. Soft-sediment deformation during thawing of ice-rich soils: results of scaled centrifuge modelling experiments. *Sedimentology* 47: 687–700.
- Hinkel, K.M. 1993. Are soil tongues in northeastern Indiana periglacial relics or active fingering zones? *Quaternary Research* 39: 75–83.
- Kovács, J., Fábrián, S.Á., Schweitzer, F. & Varga, G. 2007. A Relict Sand-wedge Polygon Site in North-central Hungary. *Permafrost and Periglac. Process.* 18: 379–384
- Lemcke, M.D. 2001. The Origin and Paleoclimatic Significance of Sediment-Filled Wedges in Northern Delaware. University of Delaware: Newark, Delaware, 142.
- Lemcke, M.D. & Nelson, F.E. 2004. Cryogenic Sediment-Filled Wedges, Northern Delaware, USA. *Permafrost and Periglac. Process.* 15: 319–326.
- Murton, J.B. & French, H.M. 1993. Thermokarst involutions, Summer Island, Pleistocene Mackenzie Delta, western Canadian Arctic. *Permafrost and Periglac. Process.* 4: 217–229.
- Murton, J.B., Worsley, P. & Gozdzik, J. 2000. Sand veins and wedges in cold aeolian environments. *Quaternary Science Reviews* 19: 899–922.
- Murton, J.B. & Bateman, M.D. 2007. Syngenetic Sand Veins and Anti-Syngenetic Sand Wedges, Tuktoyaktuk Coastlands, Western Arctic Canada. *Permafrost and Periglac. Process.* 18: 33–47
- Ogino, Y. & Matsuoka, N. 2007. Involutions Resulting from Annual Freeze–Thaw Cycles: a Laboratory Simulation Based on Observations in Northeastern Japan. *Permafrost and Periglac. Process.* 18: 323–335
- Paik, I.S. & Lee, Y.I. 1998. Desiccation cracks in vertic paleosols of the Cretaceous Hasandong Formation, Korea: genesis and paleoenvironment. *Sedimentary Geology* 119: 161–179.
- Shilts, W.W. 1978. Nature and genesis of mudboils, central Keewatin, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(7), 1053-1068.
- Swanson, D.K., Ping, C-L. & Michaelson, G.J. 1999. Diapirism in Soils due to Thaw of Ice-Rich Material near the Permafrost Table. *Permafrost Periglac. Process.* 10: 349-367.
- Van Vliet-Lanoë, B. 1991. Differential frost heave, load casting and convection: converging mechanisms, a discussion of the origin of cryoturbations. *Permafrost and Periglac. Process.* 2: 123–139.
- Van Vliet-Lanoë, B., Magyari, A. & Meilliez, F. 2004. Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. *Global and Planetary Change*, 43: 103–127.
- Vandenbergh, J. 1992. Cryoturbations: a sediment structural analysis. *Permafrost and Periglac. Process.* 3: 343–352.
- Walters, J.C. 1978. Polygonal patterned ground in central New Jersey. *Quaternary Research* 10: 42–54.



Криогенные толщи газоносных структур севера Западной Сибири – взгляд из будущего

Ю.Б.Баду

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
кафедра криолитологии и гляциологии, Москва, Россия*

Реферат

Подводя итоги многолетних исследований, автор приходит к выводу, что криогенная толща севера Западной Сибири - это единая криогенная формация среднего-позднего неоплейстоцена и голоцена, возникшая на фоне ритмичных циклов «трансгрессия-регрессия» Полярного бассейна в условиях циклических изменений сурового климата. криогенная толща северного Ямала разделена им на стратиграфические пакки, четко коррелируемые со схемами Г.И.Лазукова, В.А.Зубакова, И.Д.Данилова, а в ее строении и состоянии выявлены особенности проявления криолитогенеза в грунтовых толщах газоносных структур.

Ключевые Слова: Газоносная структура; криогенная толща; криолитогенез; мощность мерзлой толщ.

Введение

Предварительная стратиграфическая корреляция разрезов четвертичных отложений Ямала, Гыдана и Тазовского полуострова и уточнение местной стратиграфической схемы [Подборный, Баду, 2011] были проведены для составления детальной криолитологической характеристики криогенной толщ.

Сводный тип мерзлых толщ в криолитозоне впервые был выделен Г.И.Дубиковым [1980, 2002], изучен В.В.Баулиным [1985], Н.Н.Романовским [1993] и другими. Ими установлено, что газоносный купол оказывает тепловое влияние на положение подошвы криогенной толщ, и разработаны первые представления о состоянии криогенной толщ.

Криогенная толща

Состав и строение кайнозойских отложений севера Западной Сибири определяются морским режимом осадконакопления и развитием неотектонических газоносных структур на протяжении всего мезокайнозойского этапа развития. В плейстоцене и голоцене состояние литосферы плиты определялось отрицательным радиационно-тепловым балансом системы «атмосфера – гидросфера и литосфера». В этом основная причина возникновения и развития криогенной толщ в субаквальных донных отложениях неглубокого шельфа и в субаэральной обстановке осушавшихся поверхностей морского дна.

Верхняя и нижняя границы криогенной толщ определяются положением изотермы 0°C. Мерзлая льдистая часть ее ограничена снизу изотермой T_{bf} – температурой начала замерзания грунта, а ниже залегает горизонт отрицательнотемпературных горных пород, не содержащих включений льда из-за высокой засоленности, понижающей температуру их замерзания и начала льдовыделения.

в основании криогенной толщ на глубинах более 400-500 м залегают мощные газоносные структуры с высокими пластовыми температурой и давлением.

Газоносная структура

Газоносная структура представляет собой неотектоническое образование в литосфере, в геологическом разрезе которого горизонт рыхлых пород кайнозойского возраста перекрывает толщу уплотненных пород позднего мела - кровли над продуктивной газоносной залежью раннего мела.

Геологическое Развитие

По утверждению геологов НТФ «Криос» формирование структур началось в позднемеловое время в процессе морского осадконакопления. В олигоцене активизировались неотектонические движения, и палеогеновые отложения ряда структур были выведены к поверхности и подвергнуты денудации. Сводные части структур более интенсивно размывались, и палеогеновые (полностью), а меловые (частично), отложения были переотложены. На крыльях структур палеогеновые отложения обычно сохранялись в объеме нижнего отдела. В конце олигоцена и в неогене резко ослабла интенсивность неотектонических движений, а на позднеплиоцен-четвертичном этапе развития их направленность резко изменяется. Территория прогибается и затопливается водами Ямальской трансгрессии. Эта точка зрения общеизвестна. Кроме того, при изучении геологических разрезов Харасавэйской, Бованенковской, Арктической, Новопортовской и других структур было установлено [Баду, 2006, 2011 б], что четвертичные отложения с угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на разновозрастные породы мела и палеогена, кровля которых постепенно воздымается к центральным и осевым частям Тазовского и Гыданского полуостровов. Трансгрессивную часть разреза толщ четвертичных отложений составляют породы полуйской свиты. В ряде разрезов структур мощность пород ямальской серии немного сокращена за счет уменьшения толщ салехардской свиты, т.к. после кратковременного осушения отдельных участков уже с начала позднего неоплейстоцена отложения казанцевской свиты с размывом отлагались на ее кровле (рис.1).

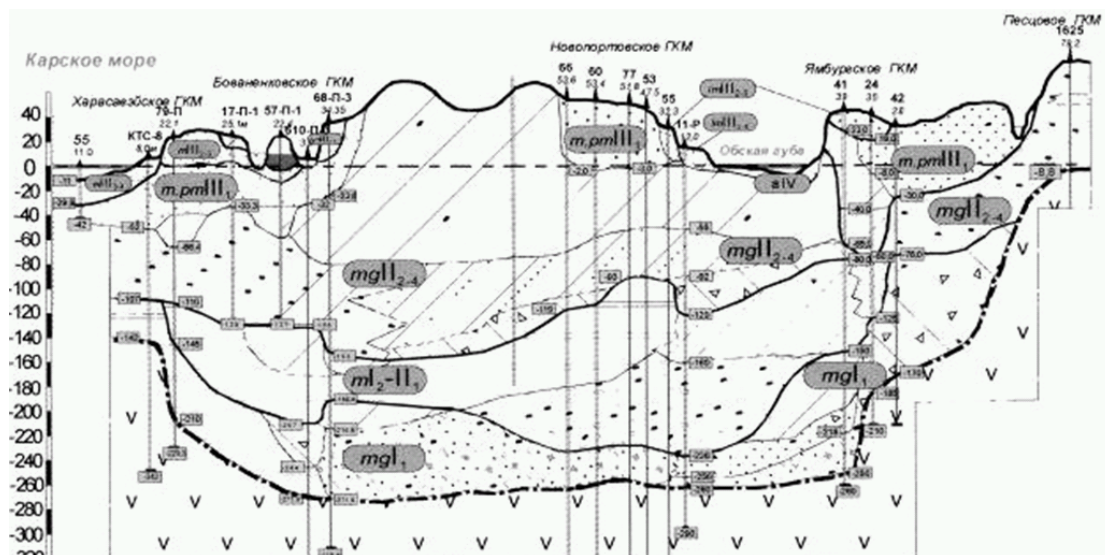


Рис.1. Разрез толщи плейстоценовых отложений по линии Харасавэй – Новый Порт – Песцовое (образ)

Отложения салехардской свиты, залегая покровом на водораздельных равнинах Ямала составляют основной маркирующий горизонт морской толщи, возраст которой признан среднеплейстоценовым [Баду, 2006, 2011б].

В период позднего неоплейстоцена на размытой поверхности казанцевских отложений побережья полуостровов формировались III – I морские террасы. Центральная часть Ямала, юг Тазовского полуострова, осевая часть Гыдана в этот период были уже осушены, и в этих районах формировалась криогенная толща. С конца сартанского времени, в голоцене и по настоящее время формируется русловой и пойменный аллювий рек, продолжается активное промерзание отложений.

Окончание среднего неоплейстоцена связано с завершением шельфового морского режима осадконакопления. В позднем неоплейстоцене в течение эпох, менее длительных, чем предыдущие, завершается морской литогенез. Промерзание отложений, накопившихся в раннем и среднем неоплейстоцене и завершавших накопление в позднем, заметно изменило состояние грунтовой толщи. Современный облик рельефа поверхности и разреза грунтовой толщи во многом был завершен голоценовыми событиями (подъем уровня Полярного бассейна, размыв и переотложение пород, климатические изменения), но, главным образом, активным промерзанием грунтовой толщи в субазальной и субаквальной ее частях. Вся история осадконакопления в позднем неоплейстоцене была непосредственно связана с синхронным и эпихронным льдовыделением, и в описаниях разрезов газоносных структур появляются данные о криогенном строении и льдистости выделенных слоев [Баду, 2006, 2011 б].

Особенности проявления криолитогенеза

Криогенная толща севера Западно-Сибирской плиты представляет единое образование, сформированное в среднем-позднем неоплейстоцене

и голоцене на фоне ритмично сменяющихся циклов «трансгрессия-регрессия» Полярного бассейна в условиях циклических изменений сурового климата. Плейстоценовый цикл развития криогенной толщи характеризуется региональными особенностями проявления криолитогенеза [Баду, 1978, 2006, 2010; Трофимов, Баду, Дубиков, 1980].

В пределах газоносных структур темпы эпихронного промерзания глубоких горизонтов горных пород замедляются, т.к. эндогенный теплоток снизу уменьшает величину температурного градиента, вызывающего миграцию воды к фронту промерзания. Сегрегационное льдовыделение затруднено еще и высокой засоленностью грунтов. Глубина положения изотермы 0°C уменьшается над самой возвышенной частью купола, а мощность мерзлой толщи над куполом сокращается на 20-30% по сравнению с периферийной частью контура газовой залежи. При этом сокращается объем твердомерзлой и пластичномерзлой частей криогенной толщи над газоносной структурой.

Различия в глубинах промерзания и мощностях мерзлых толщ отмечены [Баду, 2011а] в разрезах структур:

- с позднеплейстоценовыми морскими террасами, где часть купола расположена под морской акваторией (130-180 м);
- морской акватории (90-110 м);
- с голоценовой поймой и неглубоким залеганием газоносного купола (160-180 м);
- водораздельных пространств Ямала, где максимальна продолжительность периода субазального промерзания, а в надкупольной части близко к поверхности выведены отложения палеогена с иным типом засоления поровых вод (180-220 м);
- восточного побережья Ямала и Тазовского полуострова с лагунным и аллювиальным типом позднеплейстоценового и голоценового осадконакопления (200-220 м).

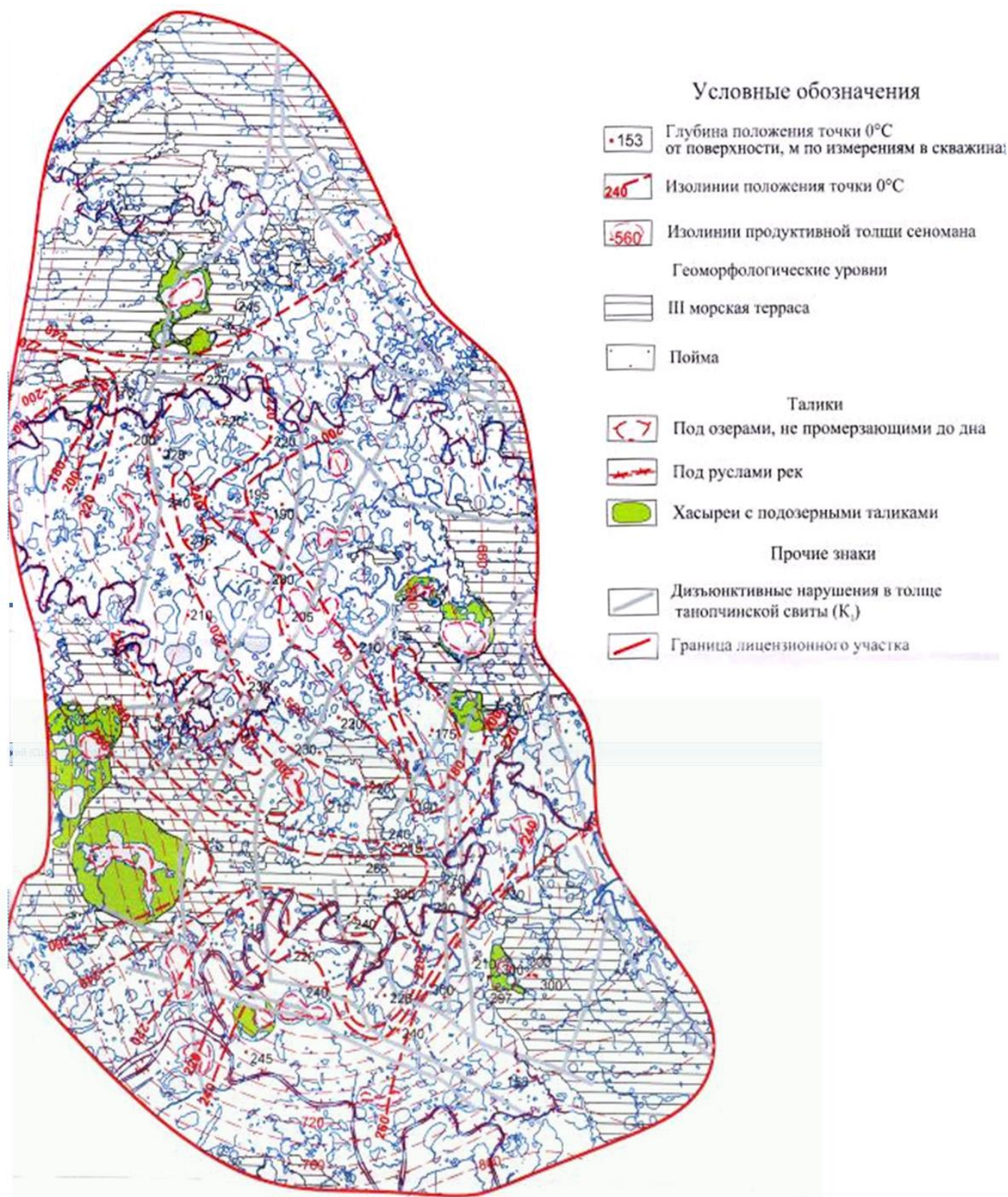


Рис. 2. Мощность криогенной толщи Бованенковской структуры

Центры газоносных куполов обычно расположены на глубинах не менее 400 м, но такое залегание мощной теплоемкой залежи заметно влияет на

положение изотермы 0°C (рис.2) и подошвы мерзлой льдистой толщи пород (рис.3).

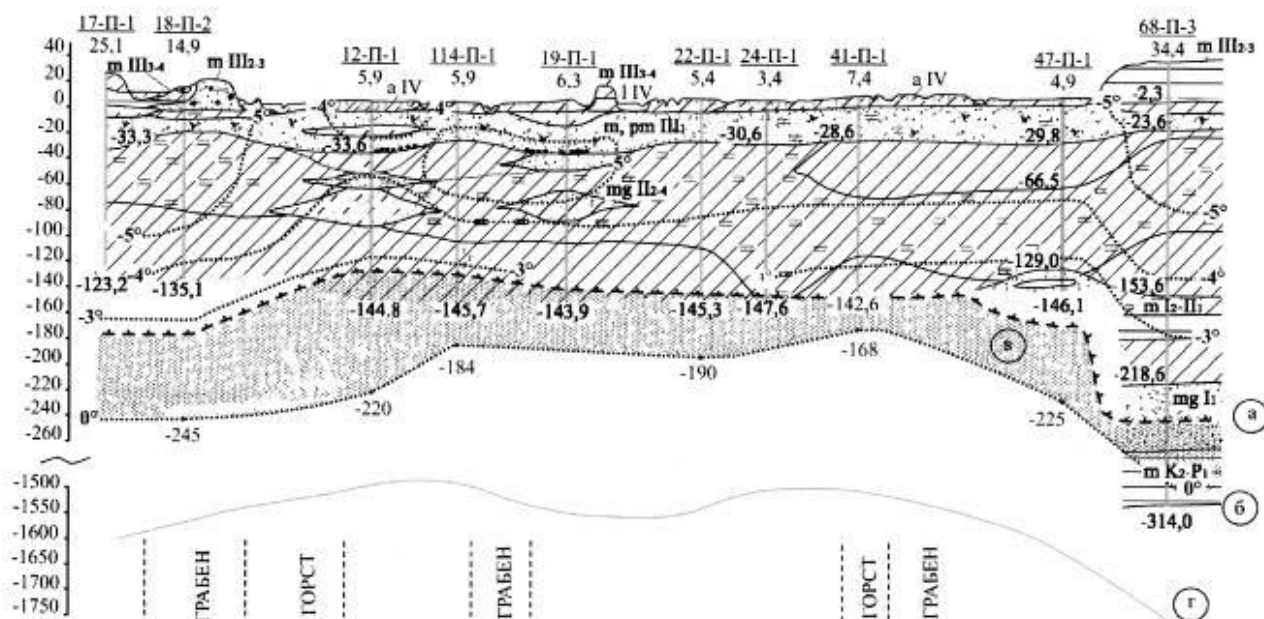


Рис. 3. Криогенная толща Бованенковской структуры по линии пересечения газоносного купола с СЗ на ЮВ вдоль его западного наиболее крутого склона
 а – подошва мерзлой толщ грунтов (при $T_e < T_{bf}$); б – подошва криогенной толщ с абсолютными отметками глубин положения изотермы 0°C ; в – охлажденные грунты (при $T_e > T_{bf}$); г – кровля продуктивного пласта с участками предполагаемых дизъюнктивных нарушений в толще отложений танопчинской свиты (K1br)

Мощности мерзлых толщ западного и восточного побережий Ямала связаны с морским и лагунно-морским характером осадконакопления, а соответственно, с большим и меньшим засолением отложенных осадков, с различными условиями промерзания глубоководных и прибрежных отложений в условиях регрессирующего открытого морского бассейна и обмелевающей полузакмкнутой лагуны (залива, губы). В морских толщах западного побережья Ямала мощность мерзлой толщ меньше, на его восточном побережье – больше, и глубины положения изотермы 0°C так же изменяются от 250-280 до 400-430 м.

Температурное поле криогенной толщ газоносных структур тоже неоднородно в локальных криоаномалиях. В верхней 10-20-метровой части разреза мерзлой толщ оно определяется климатическо-ландшафтным взаимодействием; в средней 40-70-метровой части – температурными колебаниями климата периода голоценового оптимума и позднего голоценового похолодания; в нижней 100-300-метровой части – многолетними температурными колебаниями позднего неоплейстоцена, искаженными тепловым потоком газовых куполов.

Отмечалось предположение [Баду, 2006; Баду 2011] а что в низкотемпературных криогенных толщах газоносных структур больше связано миграционного и автохтонного газа в гидратном виде под своей твердомерзлой покрывкой и внутри нее, тем больше в ней пластовых залежей льдов, тем реже в верхней части разреза встречаются криопэгги.

В более «теплых» мерзлых толщах меньше препятствий миграции газа к поверхности, он больше концентрируется в толще пластичномерзлых пород, увязываясь в газогидратном состоянии. В таких толщах оптимальны условия для скопления автохтонного газа, связанного с разложением большого количества органики. В верхней 40-50-метровой части разреза такой толщ широко распространены криопэгги, отжатые промерзанием и защемленные в толще твердомерзлых пород. Однако они встречаются и на глубинах более 100-120м, где велика разница между низкой точкой замерзания сильноминерализованной влаги и высокой отрицательной температурой мерзлой (пластичномерзлой) или охлажденной толщ пород.

Было известно [Баулин, 1985; Романовский, 1993; и др.], что чем ближе к дневной поверхности расположен купол, тем активнее его тепловое влияние на подошву криогенной толщ. Теперь установлено, что в ряде структур над горстами (в продуктивной толще) выделяется больше тепла, а над грабенами и сбросами диффундирующий газ, адиабатически расширяясь, охлаждает и промораживает грунт. В этих же местах толщ геологами НТФ «Криос» отмечены газопроявления при бурении параметрических скважин [Подборный, Баду, 2011].

В долинах рек, расположенных над куполом газоносных структур, наблюдается аномально расширенная термоабразией площадь поймы, ускоренный рост синкриогенных полигонально-жильных льдов, засоление русловых фаций аллювия в нижнем и среднем течении рек, активизация

термокарста в сильнольдистом пойменном аллювии [Баду, 2006].

Верхняя часть разреза толщи промерзала синхронно осадконакоплению, и здесь формировались льдистые отложения в разнообразных литолого-фациальных условиях. Нижняя часть разреза толщи промерзала эпихронно осадконакоплению после размыва его наиболее льдистой части. Но в эпикриогенной части разреза сохранилось то первичное распределение сегрегационного льда по вертикали, которое возникло в обстановке соответствующего криохрона. В ряде разрезов оно не связано с современным температурным состоянием средней части мерзлой толщи, т.к. промерзали слабовлажные и сильнозасоленные породы.

Криолитогенез в засоленных донных осадках шельфа определяется теплообменом в системе «акватория-донный грунт». Но над газоносными структурами формирование криогенной толщи с газогидратными, льдогрунтовыми и ледяными пластовыми залежами осложняется промерзанием вмещающих пород при адиабатическом расширении диффундирующих газов.

Активизация неотектонических движений приводила к тому, что еще не промерзшие, но уже охлажденные ниже 0°C и тиксотропные, грунты на крыльях купола подвергались динамическим напряжениям подводного оползания и сминались в складки. При разгрузке напряжений в водной среде, охлажденной до отрицательной температуры, близкой к точке замерзания, возникали пликативные залежи пластовых льдов в согласно залегающих складчатых слоях спонтанно промерзающих вмещающих грунтов.

Далее следует, и это вполне очевидно, что при переходе из субаквального режима в субаэральный основные черты субаквального криолитогенеза сохраняются в толще, промерзавшей и после осушения морского дна.

В ряде разрезов отмечены ледяные и льдогрунтовые образования субаквального синкриолитогенеза [Баду, 2010], сформированные в водонасыщенных засоленных донных грунтах. Они не похожи на формы субаэрального криолитогенеза ни по составу вмещающей грунтовой массы, ни по способу ее промерзания, ни по типу льдовыделения.

Поясним это предположение. Морские осадки верхней части разреза отлагались при отрицательных температурах морской воды, точка замерзания которой составляет $-1,7...-1,8^{\circ}\text{C}$ из-за высокого содержания легкорастворимых солей, препятствующих льдовыделению в поровом растворе. Кроме того, песчаные грунты с большим количеством пылеватых частиц и слюдистых минералов обладают тиксотропными свойствами. Тиксотропные грунты удерживают большое количество связанной воды с более низкой температурой начала замерзания, чем у свободной. Верхние горизонты осадков водонасыщены, но тиксотропные связи препятствуют их течению при небольших уклонах поверхности дна. В толще охлажденных осадков происходит постепенное перераспределение воды и солей. Под действием горного давления осадки уплотняются, поровая влага отжимается в приповерхностные слои

или в наиболее грубодисперсные разности, а соли концентрируются в нижних горизонтах толщи.

Разжиженные морские осадки способны течь уже при углах $1-2^{\circ}$ и удерживаются только за счет тиксотропных структурных связей. К разрушению тиксотропной структуры могут привести не только неотектонические толчки или прохождение крупных морских волн по поверхности, но и просто увеличение угла наклона слоев выше критической, т.е. не менее $2-3^{\circ}$. При этом в движение и складкообразование вовлекаются толщи осадков мощностью не менее 15м. В целом ряде разрезов северного Ямала и Гыдана отмечено, что дислокации приурочены к крыльям неотектонических структур.

Деформирование осадков на подводном береговом склоне является непосредственной причиной льдовыделения и их перехода в мерзлое состояние. При разрушении тиксотропной грунтовой массы выделяется свободная и опресненная вода, температура начала ее замерзания скачкообразно повышается, вода оказывается в переохлажденном состоянии. Наиболее значительные скопления отжатой свободной воды формируются в замках складок, преимущественно в песчаных отложениях или на литологических границах. По структуре эти льды похожи на инъекционные: содержат взвесь минерального материала, хаотично ориентированные включения мерзлой породы и многочисленные круглые пузырьки воздуха. Эти признаки свидетельствуют о скачкообразном снятии напряжений и динамическом (напорном) внедрении масс свободной воды в толщу отложений. Но, в отличие от инъекционных льдов, они практически не нарушают литологической слоистости и залегают согласно с деформированными горизонтами. Кроме того, на литологических границах концентрируются воды, отжатые непосредственно из вмещающих отложений и замерзшие на том же месте. Из них образуется чистый стекловидный лед без минеральных включений и пузырьков газа. Два вида льда обычно замещают друг друга по простиранию слоев и отделены четким контактом. В песчаных отложениях часто встречаются отдельные прослойки и линзочки льда, они являются результатом такого же отжатия свободной воды.

Субаквальное промерзание донных отложений сопровождается характерными для морских условий явлениями. Скачкообразное изменение свойств приводит к спонтанному промерзанию пликативно деформируемой толщи отложений. Соли в морских осадках препятствуют миграции воды к фронту промерзания, поэтому шлировые криогенные текстуры развиты слабо, а интенсивнее идет льдовыделение с фиксацией влаги в массивных криогенных текстурах, сохраняя первичное распределение влаги в охлажденных осадках. Это нашло свое отражение в равномерном распределении суммарной влажности и объемной шлировой льдистости в горизонтах тонкодисперсных отложений и в преобладании неполносетчатых криогенных текстур.

Выявленные криолитологические признаки подтверждают гипотезу морского субаквального

криолитогенеза, разработанную А.И.Поповым. Промерзание осадков происходило в результате складчато-пликативного деформирования толщи донных отложений на подводном береговом склоне и выделения свободной воды из тиксотропных охлажденных грунтов. При деформировании, в первую очередь, из морских осадков выделяется пресная свободная вода; в поле отрицательных температур она сразу же замерзает, обеспечивая очень быстрое промерзание пачек отложений многометровой мощности.

Судя по материалам А.И.Попова [1984, 1991], А.Д.Маслова (1985), Н.А.Шполянской [1993, 1999, 2006], И.Д.Данилова [1978] этот процесс является основным механизмом синхронного образования пластовой ледяной залежи в донных морских осадках при пликтивных нарушениях первично горизонтальной слоистости морских осадков. Нами он выделен в пликтивный тип субаквального синкриолитогенеза [Баду, 2010].

Эта концепция – противовес той, в которой предполагается, что в плейстоцене мерзлая толща возникала в субаэральных условиях, а в периоды трансгрессий она затопливалась и таяла.

Исследование строения и состава криогенной толщи, ее криолитологических особенностей в газонасыщенных структурах дает мощный объем косвенной информации о палеоусловиях осадконакопления и промерзания, сегрегационного льдовыделения, полигонально-жильного и пластового льдообразования. Эта информация обеспечивает возможность объективной интерпретации проявлений криолитогенеза в земной коре. Оценить достоверность палеореконструкций, созданных на ее основе, возможно только в далеком будущем.

Литература

- Баду Ю.Б. Криолитогенез в условиях севера Западно-Сибирской плиты: Автореф. канд. дисс. – М.: Изд-во МГУ. 1978. – 24 с.
- Баду Ю.Б. Стратиграфия, микрофаунистическая и минералогическая характеристика отложений: Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Т.1. Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения. – СПб.: Изд-во Недра, 2006, с.42-56.
- Баду Ю.Б. Криолитоология: учебное пособие. – М.: Книжный дом «Университет», 2010. – 528 с.
- Баду Ю.Б. Криогенные толщи газонасыщенных структур севера Западной Сибири : материалы IV конференции геокриологов России. МГУ им. М.В.Ломоносова.Т.2.Часть 5. – М.: Изд-во «Университетская книга», 2011 а. с.9-15.
- Баду Ю.Б. Геологическое строение криогенной толщи севера Западной Сибири : «Инженерная геология». июнь, 1/2011. – М.: ПНИИИС. 2011 б., с.40-55.
- Баулин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР: – М. Изд-во «Недра», 1985, 176 с.
- Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. – М.: Изд-во “Геос”.2002. – 246 с.
- Подборный Е.Е., Баду Ю.Б. Корреляция разрезов кайнозойских отложений северного Ямала: Материалы IV конференции геокриологов России. МГУ им. М.В.Ломоносова.Т.2.Часть 5. – М.: Изд-во «Университетская книга», 2011, с.143-148.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. – М.: Изд-во МГУ, 1993, 335 с.
- Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты: – М. Изд-во МГУ. 1980. – 247 с.
- Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. — М. Изд-во Моск. ун-та, 1978, 198с.
- Мельников В.П., Федоров К.М., Вольф А.А., Спесивцев В.А. Анализ возможного сценария образования придонных ледяных бугров на шельфе Печорского моря // Криосфера Земли. 1998. Т.II, № 4. С. 51-57.
- Маслов А.Д. Физико-механические и теплофизические свойства донных отложений юго-восточной части Баренцева и юго-западной части Карского морей. // Инженерно-геологические свойства отложений Мирового океана. – Л.: ПГО «Севморгеология». 1985, с.51-64.
- Попов А.И. О дислокациях и криолитогенезе в плейстоцене Северной Евразии. – М.: «Вестник МГУ», география, 1984, № 3, с. 3-9.
- Попов А.И. О субмаринном типе криодиагенеза : «Инженерная геология», 1991, № 6, с. 49-55.
- Шполянская Н.А. Конвективная природа дислокаций в отложениях с пластовыми льдами на севере Западной Сибири : «Геоэкология (инженерная геология, гидрогеология, геокриология)», 1993. № 1, с. 94-103.
- Шполянская Н.А. Криогенное строение дислоцированных толщ с пластовыми льдами как показатель их генезиса (север Западной Сибири) : «Криосфера Земли». 1999. Т.IV, № 4. С.61-70.
- Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах арктического шельфа (современного и древнего) : «Криосфера Земли», 2006, т. X, № 3. с. 49–60.

Криогенные процессы вдоль линейных сооружений

Н.П.Босиков

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), г. Якутск, Россия

Реферат

Анализируются причины и особенности образования и развития, термокарстовых образований вдоль грунтовых дорог, проложенных на межлассных пространствах, линий электропередачи (ЛЭП) и степень термоэрозийных разрушений в Центральной Якутии (Восточная Сибирь). Описано строение многолетнемерзлых пород (ММП), подвергающихся термокарсту, и характер нарушения поверхности в зависимости от условий обводнения, т.е. условий увлажнения территории.

Ключевые Слова: Абалахская равнина; алас; озерный термокарст; увлажнение.

Введение

На территории Центральной Якутии, на Лено-Амгинской аласной провинции, проложена многочисленная сеть грунтовых дорог, линий электропередачи и т.д. Эти коммуникации проведены во многих случаях без учета условий существования льдистых многолетнемерзлых пород. Как известно, на межлассных пространствах Абалахской равнины Лено-Амгинского междуречья развиты подземные льды, объемное содержание которых доходит до 30-40% общей массы грунта. Глубина залегания этих льдов от дневной поверхности – 2,0-2,5 м. Из-за дефицита увлажнения современное развитие озерного термокарста на территории Центральной Якутии ограничено. Но в то же время на отдельных участках наблюдается зарождение и развитие этого процесса (Босиков, 1977). Термокарстовые провалы и западины встречаются вдоль насыпи грунтовых дорог, проложенных в пределах межлассных равнин Лено-Амгинской провинции. Они являются результатом техногенного нарушения поверхности почвы.

С целью установления географических причин формирования, а также скорости расширения и углубления термокарстовых озер нами проведены режимные наблюдения вдоль грунтовых дорог на Лено-Амгинском междуречье. Полученные данные позволяют установить причину зарождения и затухания термокарстового процесса, а также выявить скорость его развития на нарушенных ландшафтах вдоль линейных сооружений.

Методика

Мы осуществили мониторинг развития термокарстовых процессов вдоль грунтовой дороги Майя – Бёкё с 1973 г. Морфометрические измерения термокарстовых просадок и озер были произведены в летний сезон. Глубины озер измерены эхолотом. Все относительные высоты и просадки установлены нивелированием. При определении общего увлажнения территории мы придерживались методики, предложенной А.В. Шнитниковым (1957). По его методике общая увлажненность территории выражается через условный коэффициент m , который представляет собой отношение средней многолетней суммы атмосферных осадков к средней температуре лета (май – сентябрь) за тот же период времени.

Результаты наблюдений и обсуждение

Выбранный участок дороги Майя – Бёкё проложен на межлассном пространстве, сложенном многолетнемерзлыми породами, в которых развиты мощные повторно-жильные льды (ПЖЛ). Мощность этих льдов доходит до 10-15 м. Льды залегают на глубине 2,0-2,5 м от дневной поверхности. До строительства дороги здесь была густая лесная растительность. После раскорчевки леса начали строить дорогу. По сведениям местных жителей, обвалование и отсыпка полотна дороги были произведены в 1962 г.

Как известно, для прокладывания дороги на межлассных пространствах сначала раскорчевывается полоса леса шириной около 15-20 м. Затем для обвалования полотна дороги бульдозером снимают верхние слои грунта до глубины 0,5-1,0 м. В результате изменения теплообмена на поверхности грунта развивается термокарст вдоль насыпи грунтовой дороги, так как происходит протаивание грунтов, а также подземных льдов.

Для выявления скорости развития термокарстового процесса вдоль грунтовой дороги Майя – Бёкё с 1973 г. нами осуществляется мониторинг развития этих процессов. Наблюдаемый участок дороги в геоморфологическом отношении находится на плоском не дренируемом межлассном пространстве Абалахской равнины.

Как видно из таблицы, первые 17 лет после нарушения поверхности почвы незначительно понижалась. Как правило, этот процесс наблюдается на не дренируемых плоских участках межаласы. Там, где происходит дренаж талых и дождевых вод вниз по уклону местности, протаивают верхние концы ПЖЛ, и на поверхности почвы развивается западинно-бугристый микрорельеф. В дальнейшем в результате увеличения защитного слоя над льдом прекращается таяние подземного льда (Шур, 1988). Поэтому термокарстовый процесс прекращается.

На не дренируемых участках, где произошло понижение грунта, в весенний период накапливается вода. Например, на участке дороги Майя – Бёкё в 1980 г. глубина воды достигла 1,5 м (см. таблицу).

Таблица. Морфометрические показатели термокарстового озера по годам, м.

Год наблюдения	Глубина озера	Глубина общей просадки	Ширина озера	Длина озера	Глубина талика
1962	0	0	0	0	0
1973	0	0,5	0	0	0
1974	0	0,7	0	0	0
1975-79	0	1,2	0	0	1,0
1980	1,5	1,5	10,0	50+70	3,0
1990	1,0	2,0	12,0	60+80	3,5
1993	2,0	4,26	15,0	70+85	4,0
1995	2,0	4,30	15,0	75+85	4,5
2000	3,45	4,45	35	383	5,0
2001	3,50	4,58	35	384	5,5

На Юкэчинском полигоне, расположенном в 10 км от описываемой точки, нами проведены наблюдения за развитием термокартовых просадок под мелкими водоемами (Bosikov, 1998). Наблюдения показали, что скопление воды на вогнутых участках земной поверхности создает условия для оттаивания подземных льдов, т.е. развития озерного термокарста. Известно, что этот процесс возможен только при положительном водном балансе озера, при отсутствии воды его развитие прекращается.

Протаивание под мелкими водоемами в 1,5-2,0 раза больше, чем в сухих полигональных образованиях (Васильев, 1982). Летом 1993 г. мы провели измерения температуры воды межполигональных понижений. Глубина воды была в пределах 1,0-0,8 м. Измерения велись три раза в сутки – в 9 ч., 13 ч., и 21 ч. Одновременно измеряли температуру воздуха в травостое.

Результаты измерений показали, что сумма температур в солнечный день выше на 5°C, а пасмурные дни – на 10,2°C, чем температура воздуха в травостое. Отсюда делаем вывод, что суммарное тепловое воздействие мелкого водоема на подстилающие грунты намного выше, чем воздействие воздуха на суше. Таким образом, скопление воды на понижениях поверхности почвы вдоль грунтовых дорог приводит к активному развитию термокарста на этом участке.

При достижении глубины воды в озере 1,5 м идет интенсивное развитие термокарста за счет таяния подземных льдов. На наблюдаемом участке дороги Майа – Бёкё до 2000 г. существовали два отдельных озера (см. таблицу). В 2000 г. перемычка между озерами была размыта, и образовалось единое озеро вдоль полотна дороги.

Как видно из таблицы, первые 17 лет из-за увеличения сезонного протаивания и протаивания верхних концов ПЖЛ происходило оседание грунта. На следующий год, когда глубина оседания достигла 1,2 м, образовалось термокарстовое озеро. Следует отметить, что в годы с недостаточным увлажнением наполнение термокарстовых понижений не происходит. Над подземными льдами образуется защитный слой. Термокарстовый процесс затухает. В многоводные годы понижения наполняются водой. В результате этого существенно увеличивается глубина сезонного протаивания. При достижении глубины воды 2,0 м в озере происходит протаивание

подземных льдов под водоемом круглый год. Стабильный водный режим термокарстового озера обеспечивается при условии, когда протаивающие запасы подземного льда в породах составляют более 35%. При таянии такого количества подземного льда происходит саморазвитие термокарстового озера независимо от гидрометеорологических условий отдельных лет. Этот процесс продолжается до тех пор, пока не иссякнут запасы подземного льда.

После установления озерного режима на Юкэчинском полигоне рост подоцерного талика идет со скоростью 0,5 м в год. Из приведенных данных видно, что на территории Центральной Якутии интенсивное таяние подземного льда происходит при застывании воды на поверхности почвы достаточно длительное время.

В 1995 г. нами были проведены разовые измерения глубины термокарстовых просадок вдоль грунтовой дороги Майа – Табага – Бютэйдээх на Лено-Амгинском междуречье. Мерзлотно-геологическое строение этого региона не отличается от таковых по трассе Майа – Бёкё. Было обследовано 16 термокарстовых просадок с озерами. Все просадки развиты на не дренируемом участке межлассной равнины. Глубина этих просадок вдоль дороги изменяется от 4,6 м до 6,41 м. Полученные фактические данные показывают, что развитие термокартовых озер вдоль грунтовых дорог на территории Центральной Якутии распространено повсеместно.

Пространственно-временной анализ развития озерного термокарста показал, что зарождение и интенсивное расширение термокарстовых озер совпадает с годами повышенного увлажнения территории, т.е. когда озера полноводны. Установлено, что развитие термокарстовых процессов имеет ритмический характер (Босиков, 1989).

Массовое обводнение территории наблюдалось в 1980 и 1994 гг. (многоводные годы). Как следствие этого происходило оживление и развитие термокарстового процесса вдоль грунтовых дорог региона, в частности вдоль трассы Майа – Бёкё (см. таблицу).

Причиной иссушения водосборной площади аласов явилась вырубка леса под просеки для ЛЭП. Маршрутные наблюдения показали, что в результате строительства ЛЭП вдоль бровки аласных котловин происходит иссушение их водосборной площади.

Поэтому многие аласы высохли, хотя погодные условия тех лет способствовали сохранению многоводного режима в их озерах.

Опасное для существования водовода оврагообразование мы наблюдали в 2 км от с. Сырдах, вдоль трассы водовода. Толчком для оврагообразования явился слив воды из водовода на склон аласной котловины, который сложен лессовидными суглинками с подземными льдами. После обнажения подземных льдов идет саморазвитие оврага.

В результате наблюдений установлено, что глубина и степень термоэрозионного разрушения зависят от интенсивности и длительности воздействия текущих вод на мерзлые грунты и их состава.

Выводы

1. Развитие озерного термокарста вдоль грунтовых дорог, проложенных на не дренируемых межаласных равнинах, возможно при содержании подземного льда в грунтах более 35%.

2. Начальное развитие озерного термокарста после строительства грунтовой дороги в условиях засушливого климата длится десятки лет.

3. Толчком для массового развития озерного термокарста на территории Центральной Якутии является повышение общей увлажненности территории.

4. Перекрытие потока талых и дождевых вод грунтовыми дорогами ведет к образованию плотинного озера, далее к развитию термокарста.

5. Уничтожение лесных полос на водосборной площади аласов под строительство линейных сооружений приводит к усыханию этих котловин.

Литература

- Босиков Н.П. Динамика уровней и развитие аласных озер Центральной Якутии // Известия ВГО, 1977. – Т. 109, вып.4. – С. 357-361.
- Босиков Н.П. Интенсивность разрушения пашен на межаласных ландшафтах // География и природные ресурсы. – 1989. – С. 83-86.
- Bosikov N.P. Wetness variability and dynamics of thermocarst processes Central Yakutia. // Permafrost seventh International Conference Proceedings, Yellowknife, Canada. – 1998. – P. 71-74.
- Васильев И.С. Закономерности сезонного протаивания грунтов в Восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1982. – 132 с.
- Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария // Записки ГО СССР. Нов. сер. – М.–Л., 1957. – Т. 16. – 337 с.
- Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. – Новосибирск: Наука, 1988. – 212 с.



Биологические свойства бактерий, выделенных из мерзлых толщ Центральной Якутии

А.В.Брушков

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Г.И.Грива

Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия

В.Е.Репин

Институт Химической Биологии и Фундаментальной медицины СО РАН

А.М.Петерсон, Е.В.Глинска

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского

Реферат

Изложены результаты исследований культивируемых микроорганизмов, выделенных из древних многолетнемерзлых пород обнажения Мамонтова гора в Якутии. Культивируемые бактерии немногочисленны, содержатся в мерзлых породах в виде единичных выживших клеток, споры и колонии при микроскопических исследованиях образцов пород не обнаружены. Таксономическое разнообразие микроорганизмов невелико, все выделенные штаммы грамположительны и отличаются незначительным набором признаков.

Ключевые слова: реликтовые микроорганизмы; многолетнемерзлые породы; таксономическое разнообразие, биохимические реакции.

Введение

Многолетнемерзлые породы широко распространены на Земле, а их возраст в некоторых регионах достигает сотни тысяч и миллионы лет. Они являются естественным хранилищем наиболее древних на Земле природных сообществ микроорганизмов, банком древних генов и биомолекул (Ashcroft 2000).

Изучение жизнеспособных бактерий в криосфере Земли представляет интерес в связи с рядом аспектов эволюции микроорганизмов (Репин 2008), оценкой микробиологического разнообразия на Земле (Brown et al, 2001), возможности существования жизни на других планетах (Abyzov et al, 2006) и потенциала биогеохимической активности микробной биомассы многолетнемерзлых пород (Johnson et al, 2007, Брушков и др. 2009). Важность исследования микробиоты в криосфере связана также с вероятностью присутствия и сохранения в них жизнеспособных патогенных микроорганизмов и необходимостью разработки превентивных мер в случае их высвобождения вследствие антропогенной деятельности или естественного оттаивания многолетнемерзлых пород (Repin et al. 2000). Кроме того, исследование свойств реликтовых микроорганизмов важно для решения такой фундаментальной задачи, как выяснение природы их длительной жизнеспособности.

Целью работ на данном этапе являлось изучение биохимических и других свойств жизнеспособных культивируемых микроорганизмов в древних мерзлых толщах Мамонтовой горы (Якутия), микробиологические исследования которых ранее не выполнялись.

Место отбора образцов

Мамонтова гора – хорошо изученное обнажение древних мерзлых толщ, простирающееся на 12 км вдоль левого берега р. Алдан в 325 км от его впадения

в Лену. Представляет собой интенсивно размываемый речной эрозией останец водораздельной возвышенности Алдано-Амгинского междуречья, сложенный серией разновозрастных аллювиальных отложений видимой мощностью до 80 м. Нижняя часть отложений, из которых отбирались пробы для микробиологических исследований, сложена преимущественно песчаными осадками с обильными включениями ископаемой неогеновой флоры, состав которой свидетельствует о том (Разрез новейших отложений Мамонтова гора 1973), что осадконакопление происходило в среднем миоцене 11-16 млн. лет назад.

Известно, что мерзлые толщи в этой части Евразии существовали уже в раннем плейстоцене 1.8 - 2 млн. лет назад (Лазуков 1989). Однако многочисленные палеоклиматические реконструкции (Волкова и Кулькова 1988, Зубаков 1990), основанные на результатах значительного объема палинологических, палеогеографических, стратиграфических и др. исследований и датировок, свидетельствуют о постоянном похолодании климата на протяжении второй половины неогена с особо резким снижением среднегодовых температур на границе позднего миоцена – раннего плиоцена 5.5 млн. лет назад. Формирование же мерзлых толщ в данном регионе началось в позднем плиоцене 3.5 млн. лет назад, когда среднеиюльские температуры воздуха понизились до +12...+16°C, а среднеянварские до -12...-32°C. Важным свидетельством того, что реликтовые мерзлые толщи Мамонтовой горы не оттаивали в более поздние периоды геологического развития, является отсутствие наземного оледенения этого региона на протяжении всего Четвертичного периода. Результаты многих исследований (Архипов и Волкова 1994, Гричук и др. 1987, Грива 2005) позволяют говорить о том, что во время полных плейстоценовых оледенений восточной Евразии и частичных Западной Сибири эта часть Азии была свободна от покровных

ледников, способствующих повышению среднегодовой температуры пород и оттаиванию сформированных ранее мерзлых толщ.

Гораздо более континентальный по сравнению с современными условиями климат наряду с чрезвычайно малым (до 250 мм) годовым количеством осадков обеспечивал сохранение неогеновых отложений в мерзлом состоянии на протяжении всего плейстоцена. Не оттаивали они и в период климатического оптимума голоцена, о чем свидетельствует изученное нами криогенное строение верхней части миоценовой толщи и перекрывающих ее более молодых отложений.

Кроме того, благодаря направленности тектонических движений в позднем кайнозое (Лазуков 1989), данная территория никогда не была подвержена влиянию морских трансгрессий и связанных с ними периодических оттаиваний реликтовых мерзлых толщ, как это происходило в более северных приморских низменностях Якутии и всей Евразии в целом. Таким образом, возраст реликтовых неогеновых многолетнемерзлых толщ Мамонтовой горы, не оттаивавших после их формирования в позднем плиоцене, достигает 3-3.5 млн. лет.



Рис. 1. Место отбора образцов

Пробы мерзлых пород на микробиологические исследования отбирались в зонах максимальной интенсивности речной эрозии из свежесброшенных вертикальных стенок обнажения (рис. 1) в средней и нижней его части в интервалах 15-30 м выше уреза реки и 40-50 м ниже уровня земной поверхности. Скорость термоэрозионного разрушения обнажения в местах отбора, по данным выполняемых нами режимных наблюдений, превышает 4-5 м в год в верхней части и достигает 1-1.5 м в средней. Отбор производился с глубин, превышающих мощность сезонноталого слоя на 1-1.5 м, что исключало попадание в зону отбора ранее оттаивавших пород.

Методы исследований

Одной из главных проблем любого палеомикробиологического исследования является возможность контаминации. Для контроля проникновения внутрь отобранного монолита мерзлых пород современной микробиоты или ДНК был проведен модельный опыт, при котором его поверхность обрабатывалась раствором специально

синтезированного ампликона (D-петля митохондриальной ДНК длиной 1100 пн). Результаты анализа концентраций ампликона на разных глубинах в монолите после 3-х месяцев его хранения позволяют говорить о практической невозможности проникновения, по крайней мере при непродолжительном хранении, поверхностных загрязнений вглубь отобранных проб мерзлых пород ненарушенной структуры.

При микроскопировании мазков оттаявшего грунта вегетативные клетки микроорганизмов или бактериальные споры не обнаруживались. Это говорит об их малочисленности и, возможно, о тесном контакте с частицами породы (Звягинцев 1987). Электронномикроскопические исследования также показали наличие в пробах мерзлого грунта лишь единичных клеток, изолированных полисахаридными/полипептидными пленками и прикрепленных к почвенным частицам.

Видимый бактериальный рост на всех средах появлялся на третьи сутки культивирования. На ГРМ-агаре рост был слабый, чаще полупрозрачный. В жидких питательных средах наблюдалось лёгкое помутнение. В мазках обнаруживались мелкие и крупные бациллы, грамположительные неспоровые палочки, грамположительные кокки неправильной формы.

Далее проводили рассев культур, выделенных на плотных и жидких питательных средах, на чашки с ГРМ-агаром для получения изолированных колоний. Посевы культивировали при 28 и 37°C в течение 3-х суток. Большая часть культур при повторном посеве на питательную среду роста не давала. В чистую культуру удалось получить штаммы №№ 6, 13, 14, 15.

После двухнедельной инкубации почвенной взвеси при комнатной температуре в окрашенных по Граму мазках обнаруживались грамположительные палочки различных размеров и кокки неправильной формы. Посев почвенной взвеси проводили по вышеуказанной схеме. На всех питательных средах на первые сутки культивирования наблюдался слабый рост, на третьи – обильный. В мазках обнаруживались мелкие и крупные бациллы, грамположительные неспорообразующие палочки. В отличие от первого варианта опыта, большая часть культур при повторном посеве на питательную среду давала видимый рост. В чистую культуру удалось получить штаммы №№ 17, 20, 27, 29, 30, 32, 33, 34, 37, 39, 40.

Таким образом, можно предположить, что бактерии, сохранившие жизнеспособность в многолетнемерзлых породах, находятся там в покоящихся формах, и для перехода в вегетативное состояние им требуется около трёх суток пребывания при положительных температурах.

По культуральным и морфологическим признакам часть выделенных штаммов были схожи и выделены в условные группы (табл.1).

Наибольшую группу составляли штаммы (№№13, 15, 17, 30), дающие на ГРМ-агаре блестящие морщинистые колонии неправильной формы. В мазках обнаруживались однотипные короткие грамположительные споровые палочки с закруглёнными концами. Во вторую типичную группу

были включены штаммы бактерий (№№20, 27, 40), образующие на агаре крупные круглые колонии с матовой поверхностью. По морфологии клеток эта группа штаммов также отличалась от предыдущей и

представляла собой длинные спорообразующие палочки с обрубленными концами.

Таблица 1 Морфологические и культуральные признаки выделенных штаммов

Штаммы	Культуральные признаки	Морфологические признаки			
		Окраска по Граму	Форма клетки	Наличие споры	Подвижность
6	Средняя, непрозрачная, круглая, желтая, плоская, гладкая, блестящая,	+	Короткая палочка с закругленными концами	-	+
13 15 17 30	Средняя, непрозрачная, неправильной формы, бесцветная, плоская, морщинистая, блестящая	+	Короткая палочка с закругленными концами	+	+
14	Мелкая, полупрозрачная, круглая, бесцветная, плоская, гладкая, блестящая	+	Короткая палочка с закругленными концами	-	+
20 27 40	Крупная, непрозрачная, круглая, бесцветная, плоская, гладкая, матовая	+	Длинная палочка с обрубленными концами	+	+
29	Крупная, непрозрачная, круглая, бесцветная, плоская, морщинистая, матовая	+	Короткая палочка с закругленными концами	+	+
32	Мелкая, полупрозрачная, круглая, бесцветная, плоская, гладкая, блестящая	+	Короткая палочка неправильной формы	-	+
33 37	Мелкая, полупрозрачная, круглая, бесцветная, плоская, гладкая, блестящая	+	Короткая палочка с обрубленными концами	-	+
34	Мелкая, полупрозрачная, круглая, оранжевая, плоская, гладкая, блестящая	+	Короткая палочка с обрубленными концами	-	+
39	Мелкая, непрозрачная, круглая, бесцветная, плоская, морщинистая, блестящая	+	Короткая палочка неправильной формы	-	+

Штамм №29 по морфологии клеток был близок ко второй группе споровых бактерий, но по культуральным свойствам несколько отличался (табл.2). Остальные выделенные штаммы представляли собой грамположительные неспоровые палочки, различающиеся по морфологии клеток (правильной или неправильной формы, с закругленными или обрубленными концами) или культуральным свойствам (гладкие или морщинистые, наличие или отсутствие пигмента). Выделение большого количества жизнеспособных споровых микроорганизмов можно объяснить наличием у них покоящихся форм (эндоспор), известных высокой устойчивостью к экстремальным физико-химическим факторам (Greenblatt et al. 1999, Nicholson et al. 2000). Значительно больше вопросов вызывает выделение из столь древних образцов неспорообразующих бактерий. Однако механизм сохранения стабильности биологических молекул в течение сотен тысяч и миллионов лет, пусть даже в составе покоящихся форм микроорганизмов, до конца не ясен (Baker & Agard 1994, Jaenicke 1996, Levy & Miller 1998).

При изучении биохимической активности бактерий, выделенных из многолетнемёрзлых пород, было установлено, что большая часть штаммов была способна к анаэробному росту на ГРМ-агаре или на среде Гисса с глюкозой (Меджидов, 2003). Часть штаммов росла в анаэробных условиях только на ГРМ-агаре с добавлением 0.2% KNO₃, осуществляя, вероятно, анаэробное нитратное дыхание. Штаммы №№13, 17, 29, 30 и 33 не давали анаэробного роста ни на одной из использованных сред. Однако нельзя

исключать способность указанных штаммов развиваться в естественной бескислородной среде за счёт сбраживания каких-либо иных субстратов (например, сложных биополимеров растительного происхождения). Вместе с тем, можно предположить, что в многолетнемёрзлых породах могут сохраняться как анаэробные, так и аэробные формы, поскольку бактерии пребывают здесь, очевидно, в состоянии глубокого анабиоза.

Все выделенные микроорганизмы были каталазоположительными, редуцировали нитраты до газообразных продуктов и не содержали казеиназу. Результаты остальных биохимических тестов варьировали у разных штаммов. Обращает на себя внимание низкая сахаролитическая активность изолятов: лишь три штамма неспоровых палочек обладали амилазой, а из 7 предложенных сахаров отдельные штаммы использовали лишь маннит и маннозу. При изучении пептолитической активности установлена способность большинства штаммов выделять сероводород при разложении пептонов. К образованию аммиака или индола не был способен ни один из исследованных штаммов. Большинство (10 из 15) изолятов фиксировали атмосферный азот и давали обильный рост на безазотистой среде Эшби. Способность к азотфиксации имеет немаловажное значение в выживании микроорганизмов в условиях дефицита азотного питания.

Интересно сравнение биохимической активности штаммов, объединённых нами в группы по культуральным и морфологическим признакам. Биохимические свойства штаммов первой группы были практически идентичны, лишь штамм №13

отличался от остальных изолятов данной группы по способности к продукции сероводорода и фиксации азота. Вторая группа также оказалась достаточно однородной по биохимической активности: отличия были отмечены лишь в способности к использованию цитрата в качестве единственного источника углерода

и в продукции сероводорода. Штаммы №33 и 37, имеющие схожие культуральные и морфологические свойства, по биохимической активности сильно различались, поэтому в дальнейших исследованиях рассматривались нами отдельно.

Таблица 2. Биохимические свойства выделенных штаммов

Штаммы	Каталаза	Оксидаза	Тест Фогеса-Проскауэра	Использование цитрата	Редукция нитратов	Гидролиз			Образование кислоты из							Образование			Фиксация N ₂
						Казеина	Желатина	Крахмала	Глюкозы	Маннита	Арабинозы	Ксилиты	Лактозы	Маннозы	Сорбита	Аммиака	Индола	Сероводорода	
6	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
13	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-
14	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	+	+
17	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	+	+
20	+	-	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	+
27	+	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+
29	+	-	+	+	+	-	+	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	+	+
30	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	+	+
32	+	+	-	-	+	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+
33	+	+	+	+	+	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+
34	+	+	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-
37	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
39	+	+	-	+	+	-	+	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	+
40	+	-	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+

Таблица 3. Выживаемость выделенных штаммов при экстремальных условиях

Штаммы	Рост при														
	+2°C	+8°C	+43°C	6.5%NaCl	10%NaCl	pH 4.0	pH 5.0	pH 5.5	pH 6	pH 8.5	pH 9.0	pH 10.0	pH10.5	pH 11.0	pH 12.0
6	-	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-
13	-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-
14	-	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-
15	-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-
17	-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-
20	-	+	+	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-
27	-	+	+	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-
29	-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-
30	-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-
32	-	+	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-
33	-	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-
34	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-
37	-	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-
39	-	-	+	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-
40	-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-

Интересно сравнение биохимической активности штаммов, объединённых нами в группы по культуральным и морфологическим признакам. Биохимические свойства штаммов первой группы были практически идентичны, лишь штамм №13 отличался от остальных изолятов данной группы по способности к продукции сероводорода и фиксации азота. Вторая группа также оказалась достаточно однородной по биохимической активности: отличия были отмечены лишь в способности к использованию цитрата в качестве единственного источника углерода и в продукции сероводорода. Штаммы №33 и 37, имеющие схожие культуральные и морфологические

свойства, по биохимической активности сильно различались, поэтому в дальнейших исследованиях рассматривались нами отдельно.

При изучении диапазона устойчивости выделенных штаммов к различным физико-химическим факторам установлено, что большинство изученных штаммов одинаково хорошо росли при температуре от +8 до +43°C. Столь широкий температурный диапазон нередко отмечается у бактерий, выделенных из вечной мерзлоты (Абызов и др. 2004). Нижний температурный предел роста для большинства штаммов составлял +8°C. Инкубация при +2°C не приводила к образованию видимых колоний в течение

2 месяцев. В аналогичных экспериментах других исследователей (Katauma et al. 2007, Брушков и др. 2009) обнаруживались изоляты, способные к росту при -5°C . Высокие температуры ($+43^{\circ}\text{C}$) подавляли рост четырех штаммов. По данным литературы, устойчивость микроорганизмов из многолетнемерзлых образцов к высоким температурам сильно варьирует. Так, изолят *Bacillus* sp. штамм 3М, выделенный ранее из пород Мамонтовой горы, имел температурный оптимум роста $+37^{\circ}\text{C}$ (Брушков и др. 2009). Штаммы, изолированные из льдов Якутии и Аляски, не росли при температуре $+30^{\circ}\text{C}$, т.е. являлись облигатными психрофилами (Katauma et al. 2007). Из льдов Антарктиды выделялись как психрофильные, так и типично мезофильные микроорганизмы (Абызов и др. 2004).

Высокие концентрации хлорида натрия губительно действовали на большинство выделенных штаммов. Присутствие в среде 6.5% хлорида натрия подавляло рост семи штаммов, при содержании в среде 10% хлорида натрия ни один из исследованных штаммов видимого роста не давал. Нижний предел значений pH, при котором наблюдался рост выделенных культур, варьировал от 5.0 до 6.0. Для девяти штаммов была установлена устойчивость к высоким значениям pH (11.0). При значении pH 12.0 роста выделенных культур не наблюдалось (табл. 3).

При сравнении пределов толерантности к различным физико-химическим факторам штаммов внутри выделенных нами групп было установлено, что устойчивость штаммов первой группы абсолютно идентична, штаммы второй группы имели небольшие отличия в чувствительности к 6.5 % NaCl и к кислотности (pH 5.0).

Нами были изучены антагонистические свойства выделенных штаммов в отношении стандартных тест-

культур: *E. coli* 113-13, *S. aureus* 209-P, *B. cereus* 8035. Антагонистическую активность в отношении *E. coli* проявил лишь один штамм (№29). Рост грамположительных бактерий *S. aureus* и *B. cereus* подавляли штаммы №№13, 15, 30, 39. Штаммы №17 и 33 проявляли антагонистическую активность только в отношении *B. cereus*, штамм №29 – только в отношении *S. aureus*. Штаммы №№6, 14, 20, 27, 32, 34, 37, 40 не подавляли роста тест-культур, а штамм №37 оказывал стимулирующий эффект на рост *B. cereus*. Учитывая, что из многолетнемерзлых пород выделяются преимущественно грамположительные микроорганизмы, способность выделенных нами изолятов подавлять рост бактерий именно этой морфологической группы, делает их более конкурентоспособными в их естественной среде обитания.

Штаммы, отнесенные нами к I и II группам споровых бактерий, проявили схожую антагонистическую активность. В I группе штаммы №№13, 15, 30 подавляли рост *S. aureus* и *B. cereus*, штамм №17 – только *B. cereus*. Все изоляты II группы не проявили антагонизма по отношению к исследуемым тест-культурам.

При изучении антибиотикоустойчивости выделенных штаммов было установлено, что штаммы №№6, 15, 17, 30 чувствительны ко всем использованным антибиотикам, кроме левомицетина. Максимальную устойчивость проявили штаммы №№14, 37, 39. Остальные изоляты характеризовались неодинаковой чувствительностью к антибиотикам различных групп. Неомицин оказывал сильное антибактериальное действие в отношении всех выделенных штаммов. Наиболее слабую биологическую активность проявил левомицетин, к которому оказался чувствительным только штамм №27 (табл. 4).

Таблица 4. Антибиотикоустойчивость штаммов микроорганизмов

Группы антибиотиков по хим. строению	Антибиотик	Штаммы														
		6	13	14	15	17	20	27	29	30	33	37	39	40	47	
Аминогликозиды	Стрептомицин	++	+	+	++	++	++	++	++	+	–	–	–	++	++	
	Неомицин	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	
Макролиды	Эритромицин	++	–	–	++	++	++	++	++	+	++	–	–	++	++	
	Олеандомицин	++	–	–	+	++	++	++	–	++	–	–	–	++	++	
Бета-лактамы	Бензилпеницилин	++	++	–	++	++	+	–	++	++	++	–	–	–	–	
	Оксациллин	++	++	–	++	++	–	–	++	++	++	–	–	–	–	
	Карбенициллин	++	++	–	++	++	+	+	++	++	++	++	++	+	+	
Ароматические антибиотики	Левомецетин	–	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	

Примечание: – - устойчивые штаммы; + - умеренно устойчивые штаммы; ++ - чувствительные штаммы.

При сравнении антибиотикоустойчивости изолятов двух выделенных нами групп установлены существенные штаммовые различия в чувствительности к макролидным и бета-лактамным препаратам. Чувствительность к аминогликозидам оказалась более стабильным признаком. Полученные данные значительно отличаются от результатов аналогичных исследований микроорганизмов, выделенных из покровных льдов Антарктиды, где отмечена высокая устойчивость изолятов к большинству антибиотиков (Андреева и др. 2008).

Возможно, это связано с гораздо более молодым возрастом антарктических льдов по сравнению с древними многолетнемерзлыми толщами центральной Якутии, поскольку несмотря на таксономическую схожесть микроорганизмов из природных льдов (Brinkmeyer et al. 2003), спектр их антибиотикоустойчивости отличается в зависимости от места выделения, возраста проб и вероятности контакта с современными организмами (Mindlin et al. 2008).

Выводы

Многолетнемерзлые породы обнажения Мамонтова гора содержат реликтовые жизнеспособные микроорганизмы. Культивируемые бактерии немногочисленны, содержатся в мерзлых породах в виде единичных выживших клеток, споры и колонии при микроскопических исследованиях проб грунтов не обнаружены.

Таксономическое разнообразие микроорганизмов невелико, большая их часть недоступна для культивирования, что подтверждается прекращением роста бактериальных клеток после переноса их на искусственные питательные среды. Доминантных культур не выявлено. Все выделенные штаммы грамположительны и отличаются незначительным набором признаков.

Отличительными особенностями изолятов Мамонтовой горы от других реликтовых микроорганизмов, выделенных из более молодых многолетнемерзлых пород других регионов, являются повышенная способность к азотфиксации, антибиотикочувствительность, незначительные антагонистические свойства и способность к активному росту в широком диапазоне значений температур, кислотности и при других экстремальных условиях.

Выявленные биологические свойства бактерий, наряду с самим фактом сохранения ими жизнеспособности на протяжении значительного промежутка времени, позволяет говорить о необходимости дальнейшего их изучения и перспективности использования в биотехнологиях.

Литература

- Андреева И. С. 2008. Природные резервуары множественной устойчивости микроорганизмов к антибиотикам. Материалы IV съезда Российского общества биохимиков и молекулярных биологов. Новосибирск.- 11-15 мая, С.613
- Абызов С.С., Мицкевич И.Н., Поглазова М.Н., Иванов М.В. 2004. Микробиологические исследования ледниковой толщи Антарктиды. Труды ин-та микробиол. им. С.Н. Виноградского. Вып. 12. С. 7 - 28.
- Архипов С.А., Волкова В.С. 1994. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 105 с.
- Брушков А.В., Мельников В.П., Сухолей Ю. Г., Грива Г. И., Репин В. Е., Каленова Л. Ф., Бреннер Е. В., Субботин А. М., Трофимова Ю. Б., Танака М., Катаяма Т., Утсуми М. 2009. Реликтовые микроорганизмы криолитозоны как возможные объекты геронтологии. Успех геронтологии. Т.22, №2: 253 - 260.
- Волкова В.С., Кулькова Н.А. 1988. Количественная оценка некоторых элементов климата позднего олигоцена и неогена. Палинология СССР. Новосибирск: 31 - 38.
- Грива Г.И. 2005. Геоэкологические условия разработки газовых месторождений Ямала. Томск, 330 с.
- Гричук В.П., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. 1987. Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по палеофлористическим данным Климаты Земли в геологическом прошлом. М: 69 - 77.
- Звягинцев Д.С. 1987. Почва и микроорганизмы. М. 256 с.
- Зубаков В.А. 1990. Глобальные климатические события неогена. Ленинград, 223 с.
- Лазуков Г.И. . 1989. Плейстоцен территории СССР. М. 320 с.
- Меджидов М.М. 2003. Справочник по микробиологическим питательным средам. М., 208 с.
- Практикум по микробиологии. 2005. Под ред. А.И. Нетрусова. М. 608 с.
- Разрез новейших отложений Мамонтова гора. 1973. Под ред. К.К. Маркова. М., 1973. 198 с.
- Репин В.Е. Особенности эволюции бактерий. 2008. В кн.: Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле, ред. О.Т. Русинек, В.А.Филков. Новосибирск. С. 253 - 264.
- Abyzov, S.S., Duxbury, N.S., Bobin, N.E. 2006. Super-long Anabiosis of Ancient Microorganisms in Ice and Terrestrial Models for Development of Methods to Search for Life on Mars, Europa and other Planetary Bodies *Advances in Space Research*. V.38, 6: 1191 - 1197
- Ashcroft F. 2000. *Life at the Extremes*. Harper Collins, 326 p.
- Baker, D., Agard, D. 1994. Kinetics versus thermodynamics in protein folding. *Biochemistry*, 33: 7505 - 7509.
- Brinkmeyer R., Knittel K., Jürgens J. 2003. Diversity and Structure of Bacterial Communities in Arctic versus Antarctic Pack Ice. *Appl. Environ. Microbiol.* 11: 6610 - 6619.
- Brown M.V., Bowman J.P. 2001. A molecular phylogenetic survey of sea-ice microbial communities (SIMCO). *FEMS Microbiology Ecology*. 2001. Vol.35: 267 - 275.
- Greenblatt C.L., Davis A., Clement B.G. 1999.. Diversity of Microorganisms isolated from amber. *Microbial Ecology*. №38: 58 - 68.
- Jaenicke R. 1996. Stability and Folding of Ultrastable Proteins In: *Eye Lens Crystallins and Enzymes from Thermophiles*. FASEB. №10: 84 - 92.
- Johnson S.S., Hebsgaard M.B., Christensen T.R. 2007. Ancient bacteria show evidence of DNA repair. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. №104: 14401 - 14405.
- Katayama T., Tanaka M., Morizumi J., Brouchkov A. 2007. Phylogenetic analysis of bacteria preserved in a permafrost ice wedge for 25000 years. *Appl. Environ. Microbiol.* Vol. 73, №7: 2360 - 2363.
- Levy M., Miller S.L. 1998. The stability of the RNA bases: Implications for the origin of life. *Biochemistry*. №95 (14): 7933 - 7938.
- Mindlin S.Z., Soina V.S., Petrova M.A., Gorlenko Zh.M. 2008. Isolation of antibiotic resistance bacterial strains from Eastern Siberia permafrost sediments. *Russian Journal of Genetics*. Vol. 44: 27 - 34.
- Nicholson W.L., Munakata N., Horneck G.. 2000. Resistance of *Bacillus* endospores to extreme terrestrial and extraterrestrial environments. *Microbiol. Mol. Biol.* №64: 548 - 572.
- Репин В., Гус'ков А.А., Беланов Е.Ф. 2000. Permafrost as a potential source for replenishing collections with pathogenic microorganisms. *Hydrological Science and Technology*. Vol.16, №1-4: 35 - 39.

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовых повторно-жильных льдах и изменения зимних температур воздуха на Ямале и Свальбарде в течение последних 2 тысяч лет

Н.А.Буданцева, А.К.Васильчук, А.М.Земскова, Ю.Н.Чижова, Ю.К.Васильчук
Московский государственный ун-т им. М.В.Ломоносова, географический и геологический факультет,
Москва, Россия
Х.Кристиансен
Университет Свальбарда (UNIS), Лонгьербюен, Норвегия

Реферат

Выполнены исследования содержания стабильных изотопов кислорода в мощных сингенетических позднеголоценовых повторно-жильных льдах в долинах р.Еркутаяха на Южном Ямале и р. Адвентсельва на Свальбарде. Показано, что в ледяных жилах возрастом около 2 тысяч лет в разрезах пойменных толщ, удаленных друг от друга на 2000 км и расположенных в существенно различных климатических и геокриологических районах изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ не превысило 2-3,5‰. Изотопные записи по жильным льдам позволяют реконструировать средnezимние температуры воздуха за последние 2000 лет, диапазон их изменчивости составил около 2,5°C. Отмечена корреляция изотопных кривых по жильному льду в долине Адвентдален и ледниковому льду плато Ломоносова на Свальбарде, что свидетельствует о соответствии масштаба и хронологии изменения климатических условий в данном регионе за последние 2 тыс. лет.

Ключевые Слова: Изотопы кислорода и дейтерия; радиоуглерод; Свальбард; Ямал.

Введение

Цель нашей работы – изучить позднеголоценовые повторно-жильные льды в долинах р.Еркутаяха на Южном Ямале и р.Адвентсельва на Свальбарде, определить их возраст и выполнить исследования содержания стабильных изотопов кислорода во льду двух полигонально-жильных структур Свальбарда и Ямала, имеющих общие морфологические и генетические черты. На основе этих данных реконструировать температурные условия формирования жильного льда в течение последних 2 тыс. лет.

Районы исследований ледяных жил

Жилы в долине р.Еркутаяха на юге Ямала

Полигонально-жильные структуры на поймах рек Южного Ямала обычно выражены не очень отчетливо, хотя повторно-жильные льды здесь не редкость.

Климат Южного Ямала характеризуется длительной, суровой зимой и малым количеством осадков, очень коротким летом (не более 50-60 дней). Самые теплые месяцы года – июль и август (среднемесячные температуры варьируют от 5 до 7°C), самый холодный – январь, иногда февраль (средние температуры от –22 до –24°C). Среднегодовые температуры воздуха и открытого грунта колеблются от –8 до –10°C.

Голоценовая сингенетическая толща высокой поймы с повторно-жильными льдами исследована нами летом 1998 г на левом берегу р.Еркутаяха (68°11'18"с.ш., 68°51'39"в.д., рис. 1).

Высота поверхности высокой поймы над меженным уровнем реки достигает 2,5-3 м. На поверхности

поймы встречаются более сухие и более увлажненные участки

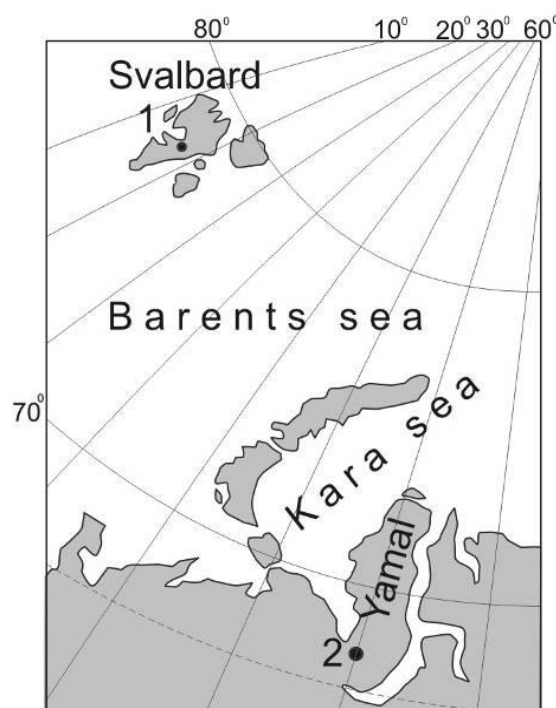


Рис. 1. Местоположение районов исследований:
1 – долина р.Адвентсельва на Свальбарде, 2 – долина
р.Еркутаяха на Ямале

с полигональным рельефом. В пределах более сухих участков полигоны выражены отчетливее. Здесь отмечаются зияющие морозобойные трещины шириной до 5 см. В одном из фрагментов берегового

обнажения сверху вниз вскрывается торф коричневого, мощностью 0,2 м, со стебельками и корнями растений, на глубине 12 и 17 см отмечаются слои темно-коричневого торфа мощностью 2-3 см. Он подстилается песком серым, мощностью 0,5 м, с массивной криотекстурой. Ниже, до глубины 1,5 м, залегает песок сильно оторфованный, слоистый, с массивной и слоистой тонкошлировой криотекстурой. На глубине 0,4 м вскрывается жила льда шириной в верхней части 0,8 м. Лед жилы чистый, без примесей, отчетливо видны элементарные жилки шириной до 0,4-0,5 см. Сверху к ледяной жиле примыкает грунтовая оторфованная жила.

Жилы в долине Адвентдален на Свальбарде

Ледяные жилы широко распространены на Свальбарде, в частности, в поймах крупных рек, например Рейнсельва и Адвентсельва (Matsuoka, Hirakawa, 1993, Sørbel & Tolgensbakk, 2002, Christiansen, 2005). Долина Адвентдален расположена в центральной части Свальбарда (см. рис. 1). Это широкая U-образная долина, простирающаяся до фьорда с востока на запад. Ее ширина 3,5 км, длина 27 км.

Климат района умеренный, осадков здесь выпадает мало – около 190 мм в год, в основном это снег (район Адвентдалена – один из самых сухих районов Свальбарда). Среднегодовая температура равна -6°C , для этого района характерны существенные колебания температуры в течение зимнего периода. Среднефевральская температура составляет $-15,5^{\circ}\text{C}$, среднеиюльская $5,9^{\circ}\text{C}$. В течение года температура воздуха меняется от -29 до $+13^{\circ}\text{C}$. В пределах долины в зимний период господствуют сильные ветры восточных направлений, являющиеся причиной малой мощности снежного покрова (обычно до 1 м). Многолетнемерзлые породы здесь имеют сплошное распространение, их мощность в долине около 100 м, мощность сезонно-талого слоя составляет около 95-100 см (Christiansen 2005).

В долине широко распространены повторно-жильные льды. Полигональная сеть встречена на пойме, лайде, плоских аллювиальных террасах и на пологих склонах крутизной до 25° и абсолютной высотой до 500 м над уровнем моря (Sørbel & Tolgensbakk 2002, Vittinghus et al 2008). Полигоны встречаются крупных, средних и мелких размеров. Крупные полигоны (диаметром 7-30 м) характеризуются широкими (1-5 м), поросшими растительностью канавками. Зияющие открытые трещины (как правило, менее 1 см в ширину) обнаруживаются примерно в четверти канавок. На наиболее северном отрезке террасы в южной части долины повторно-жильный лед вскрыт в термоэрозионных оврагах, образовавшихся в берегах рек, в других местах лед вскрыт в результате речной эрозии (Vittinghus et al. 2008). Мощность ледяных жил в разрезе поймы р.Адвентсельва достигает 3-3,5 м.

В начале лета под многими открытыми трещинами обнажаются элементарные жилки (в среднем 2-3 мм в ширину), которые проникают в повторно-жильные льды (Matsuoka & Hirakawa 1993). Таким образом, можно утверждать, что многие жилы на пойме продолжают расти. Каждая жила трескается и

прирастает новой годичной жилкой в среднем раз в 6-7 лет (Matsuoka & Hirakawa 1993). Большинство морозобойных трещин открыто с марта по август (Christiansen 2005).

Установлено, что морозобойное растрескивание обычно активно при среднесуточной зимней температуре воздуха ниже -15°C (Matsuoka & Hirakawa 1993). По наблюдениям Х.Кристиансен, выполненным на полигональных массивах близ Адвентдалена, где среднегодовая температура грунта на подошве деятельного слоя составляла около -6°C с 2 октября 2002 по 2 октября 2003 гг., морозобойное растрескивание было особенно активно, когда среднесуточная температура воздуха упала до -20°C и удерживалась, в условиях антициклона, на этом уровне долгое время, а температура грунта на подошве деятельного слоя понизилась до -15°C . Также в морозобойное растрескивание было зафиксировано 9 апреля в результате снижения среднесуточных температур воздуха до -21°C в период с 22 марта по 6 апреля. В это время температуры грунта на поверхности были ниже -15°C (Christiansen 2005).

Изученные нами осенью 2010 г. повторно-жильные льды на Свальбарде располагаются на лайде фьорда Адвентдален ($78^{\circ}12'05''$ с.ш., $15^{\circ}50'04''$ в.д.), абс. выс. 9 м. Место детальных работ расположено на пойме, примерно в 3-6 м над урезом реки Адвентсельва. Ширина вскрытой шурфом жилы составила 2,5 м, в ней насчитывается 345 элементарных жилок шириной менее 1 см. Учитывая установленную периодичность растрескивания возраст жилы должен быть около 2 тыс. лет (Vasil'chuk et al. 2011).

Методика отбора образцов органики и льда для радиоуглеродных и изотопных определений

Для изотопных определений было отобрано 25 образцов жильного льда в долине р.Еркутаяха и 65 образцов жильного льда в долине Адвентдален по горизонтали из верхней части жил. Ледяные образцы хранились в морозильной камере при температуре $-19,5^{\circ}\text{C}$, а обрабатывались в лаборатории при -5°C . Образцы очищались от минеральных примесей скребком. Все фрагменты описывались на световом столе, фотографировались в проходящем свете и затем распиливались ручной пилой на образцы шириной от 0,7 до 2 см и складывались в отдельные пластиковые пакеты. Распиленные образцы таяли при температуре 7°C , образовавшаяся вода переливалась в ёмкости 50 мл.

Изотопный состав жильного льда Свальбарда определялся в течение 1 месяца после отбора, в лаборатории стабильных изотопов кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического ф-та МГУ им. М.В.Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. При измерении $\delta^{18}\text{O}$ анализируемые образцы уравнивались с CO_2 в течение 24 часов. Для калибровки измерений использовался

международный стандарт среднеокеанической воды SMOW-V и международные лабораторные стандарты МАГАТЭ и изотопной лаборатории Австрийского Технологического Института.

Изотопный состав жильного льда Южного Ямала выполнен Д.Ранком и В.Папешем в научно-исследовательском центре “Арсенал” г.Вены и Э.Сониннен в изотопной лаборатории Хельсинского университета.

Органика из пойменной толщи датирована по радиоуглероду в Геологическом институте РАН. Радиоуглеродные AMS датировки в жилах на пойме р. Адвентсельва взяты нами из публикаций Й.Еппесена (Jeppesen 2001), Х.Витингус и Х.Кристиансен с соавторами (Vittinghus et al. 2008).

Результаты радиоуглеродного датирования

Возраст повторно-жильных льдов на пойме р. Еркутаяха

Радиоуглеродным датированием установлен молодой возраст жилы и вмещающих ее отложений. Возраст торфа из грунтовой жилы с глубины 0,3 м составил 1000 ± 170 лет (ГИН-10632), а скопления корешков на глубине 1,0 м датированы в 1820 ± 80 лет (ГИН-10986). Аналогичная датировка 1820 ± 100 лет (Hel-4492) получена в радиоуглеродной лаборатории Хельсинского университета, что говорит о достоверности полученных дат.

Эти радиоуглеродные датировки позволяют оценить время и интенсивность накопления ледяных жил и вмещающих их отложений. Дата по грунтовой жиле около 1000 лет назад, скорее всего, фиксирует период активного формирования торфяной жилы и ледяного клина, после перехода поверхности на стадию собственно высокой поймы. Таким образом, с учетом даты 1,8 тыс. лет на глубине 1,0 м, около 70-80 см песка накопилось за период не более 800 лет. Можно предположить, что начало формирования ледяных жил, скорее всего, произошло в период накопления сильно оторфованного песка, т.е. около 1,8-2,0 тыс. лет назад, затем в результате сравнительно кратковременного затопления участка (между 1,8 и 1 тыс. лет назад) накопился горизонт серого песка, а развитие жил было малоактивным. Существенная активизация их роста произошла около 1 тыс. лет назад, когда поверхность вновь осушилась и вышла в режим высокой поймы. В целом можно утверждать, что: 1) Отложения, слагающие верхние 2-3 м разреза поймы, накапливались в течение около 2 тыс. лет; 2) Переход поверхности высокой поймы в субэвразный режим произошёл около 1 тыс. лет назад; 3) Повторно-жильные льды в пойменной толще имеют возраст около 2 тыс. лет.

Возраст повторно-жильных льдов в долине Адвентдален

Согласно ^{14}C -датировкам органики возраст пойменных отложений не старше 5 тыс. лет (Snyder et al. 1994). Осадконакопление в верхней части поймы началось не раньше 4 тыс. лет назад. Радиоуглеродное датирование микрочастиц органики из ледяных жил методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) показало, что наиболее древние ледяные жилы на пойме р. Адвентсельва имеют возраст 3685-3640 лет (Jeppesen 2001). Большинство AMS датировок по торфу, отобранному на глубинах от 1,5 до 3 м, составляет 3500-2000 лет.

В 2003 г. Х.Кристиансен на пойме р. Адвентсельва была исследована ледяная жила. На ее сингенетичность указывает наличие двух ярусов жильного льда – внизу располагается ледяная жила, шириной 1,6 м, сверху в неё внедряется жила высотой 10 см и шириной 60 см. Листья ивы, отобранные из краевой части нижней жилы, датированы методом AMS в 1980-2150 лет (Christiansen 2005).

Примерно такой же возраст имеет и изученная нами ледяная жила на пойме р. Адвентсельва, тем более, что как сказано выше, слагающие жилу 345 элементарных жилок сформировались, скорее всего, за 2 тыс. лет.

Вариации стабильных изотопов в повторно-жильных льдах

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах в долине р.Еркутаяха

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяной жиле изменялись от $-18,0$ до $-20,63\text{‰}$ (рис. 2), а в сегрегационных шлирах в пойменных отложениях $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от $-15,01$ до $-19,76\text{‰}$. Необходимо отметить хорошую корреляцию изотопных значений, полученных в разных лабораториях. Сравнительно небольшой диапазон колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствует о довольно стабильных зимних условиях времени формирования жилы. В современных жильных ростках на Южном Ямале значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют около -18‰ .

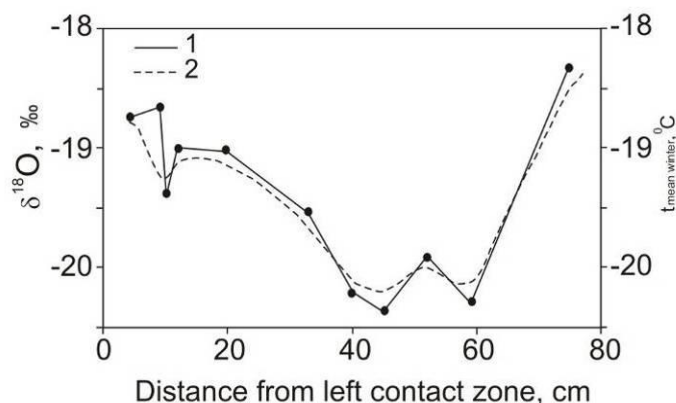


Рис. 2. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовой ледяной жиле в долине р.Еркутаяха: 1 – значения $\delta^{18}\text{O}$; 2 – среднезимние температуры воздуха

Пересчет этой разницы по уравнениям Ю.К.Васильчука (Vasil'chuk 1992) показывает, что среднезимние температуры воздуха варьировали от -17 до -20°C , т.е. они были близки к современным.

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах долины Адвентдален

В жиле, исследованной нами на пойме р.Адвентсельва, значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-12,23\text{‰}$ до $-15,4\text{‰}$ (рис. 3).

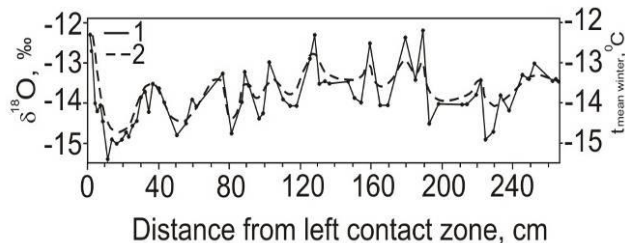


Рис. 3. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовой ледяной жиле в долине Адвентдален: 1 – значения $\delta^{18}\text{O}$; 2 – среднезимние температуры воздуха

По данным, полученным ранее по ледяным жилам в долине Адвентдален, значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-11,5\text{‰}$ до $-15,5\text{‰}$ (Jeppesen 2001) и от $-10,5\text{‰}$ до $-14,8\text{‰}$ (Vittinghus et al. 2008) (рис. 4).

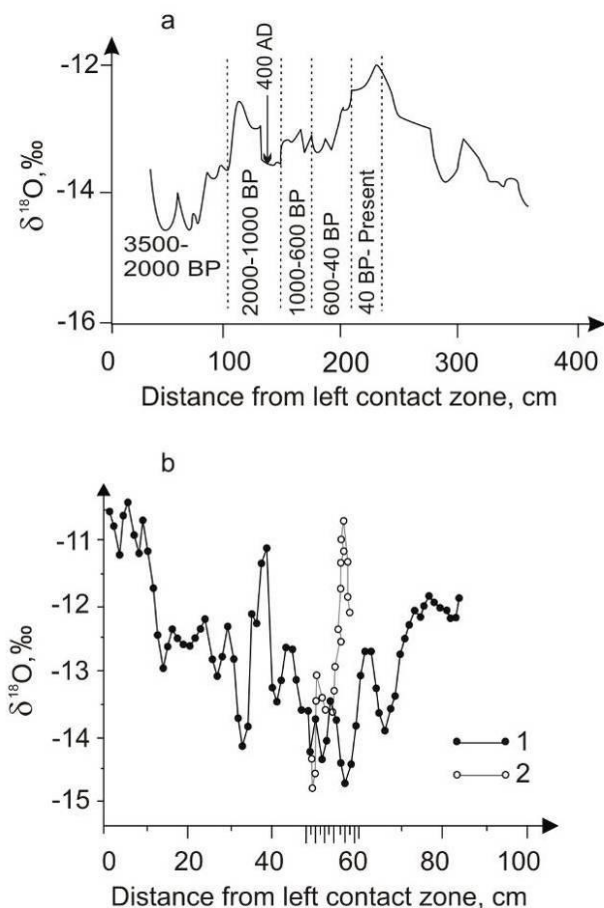


Рис. 4. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах в долине Адвентдален: а) по J.W.Jeppesen (2001), б) по H.Vittinghus et al. (2008)

Оценивая весь диапазон изменчивости $\delta^{18}\text{O}$ (3-5‰) можно говорить о том, что вариации стабильных

изотопов кислорода в жиле в долине Адвентдален обычные для голоценовых жил, для которых, они, как правило, составляют 3-4‰ (Vasil'chuk 2006).

Интересно, что в современном жильном ростке вариации $\delta^{18}\text{O}$ также составили около 4‰ – от $-10,5\text{‰}$ до -15‰ (Vittinghus et al. 2008).

В ростках современных сингенетических повторно-жильных льдов на островах Северного Ледовитого океана в восточном секторе Российской Арктики – о.Котельный, о.Новая Сибирь, о.Генриетты, о.Айон – $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -18 до -20‰ (Васильчук, Котляков, 2000).

Корреляция изотопных вариаций в повторно-жильных льдах Ямала и Свальбарда

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах в долине р.Еркутаяха на Южном Ямале варьируют в диапазоне 2,6‰: от $-18,0$ до $-20,63\text{‰}$. В жиле на пойме р.Адвентсельва значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в диапазоне 3,2‰: от $-12,23\text{‰}$ до $-15,4\text{‰}$.

Полученные изотопные данные показывают, что на Свальбарде зимы менее суровые, но изменения зимних температур чуть более контрастные по сравнению с Ямалом (рис. 5).

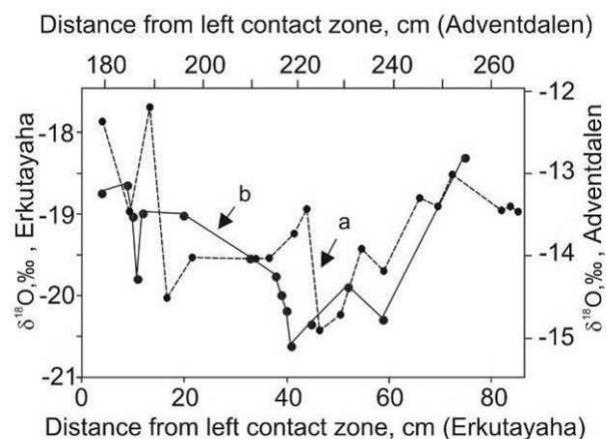


Рис. 5. Сопоставление фрагментов изотопной записи по жильному льду на пойме р. Адвентсельва (а) и на пойме р.Еркутаяха (б)

Осреднение изотопных данных и в том и в другом случае примерно одинаковое (поскольку методика отбора была аналогичной). На изотопной записи с большой долей вероятности зафиксированы все наиболее суровые зимние условия, а мягкие зимы лишь частично.

В суровые зимы, как правило, происходит растрескивание и формирование годичной ледяной жилки; в мягкие зимы растрескивание происходит реже и ледяные жилки формируются редко, поэтому многие мягкие зимы могут не фиксироваться на изотопных диаграммах.

Сопоставляя изотопные минимумы мы пришли к выводу, что в верхней части ледяной жилы в долине р.Еркутаяха отразились изменения зимних температур, соответствующие концу средневекового потепления, переходному периоду и малому ледниковому периоду, для которого характерны два

минимума, разделенные небольшим положительным пиком и последующее современное потепление. На диаграмме ледяной жилы в долине р.Адвентсельва этому периоду соответствует участок изотопной диаграммы от 120 до 250 см от левого края.

Полученные нами изотопные записи по жильному льду позволяют реконструировать (с использованием уравнений Ю.К.Васильчука (Vasil'chuk 1992)) среднезимние температуры за последние 2000 лет, которые составляли от -18 до $-20,6^{\circ}\text{C}$ на Южном Ямале и от -12 до -15°C в долине Адвентдален. Диапазон изменчивости среднезимних температур составлял 3°C .

Сопоставление изотопных данных по ледяным жилам и ледникам Свальбарда

Возраст изученных нами ледяных жил в пойменных толщах в долине р.Еркутаяха на Южном Ямале и на пойме р.Адвентсельва на Свальбарде составляет около 2000 лет, что позволяет считать их синхронными и хронологически сопоставимыми.

Нами было выполнено сопоставление изотопных кривых по ледяным жилам с изотопной кривой по ледниковому льду плато Ломоносова на Свальбарде, полученной В.М.Котляковым и Ф.Г.Гордиенко по сборам Я.-М.К.Пуннинга. Ледяной керн из скважины на плато Ломоносова демонстрирует лучшую сохранность стратиграфии по сравнению с другими ледниковыми кернами Свальбарда (Kotlyakov & Gordienko 1982; Punning et al. 1987).

Основание керна датировано 12-м столетием, т.е. ледниковый лёд на плато Ломоносова накапливался в период, охватывающий вторую половину этапа накопления исследованных нами ледяных жил.

Сопоставление изотопных кривых изученной нами жилы на пойме р.Адвентсельва и ледникового керна с плато Ломоносова показало близкий диапазон вариаций изотопного состава: в жильном льду $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от $-12,3\text{‰}$ до $-15,5\text{‰}$, в ледниковом от $-11,3\text{‰}$ до $-15,5\text{‰}$. Также было отмечено совпадение изотопных пиков (рис. 6).

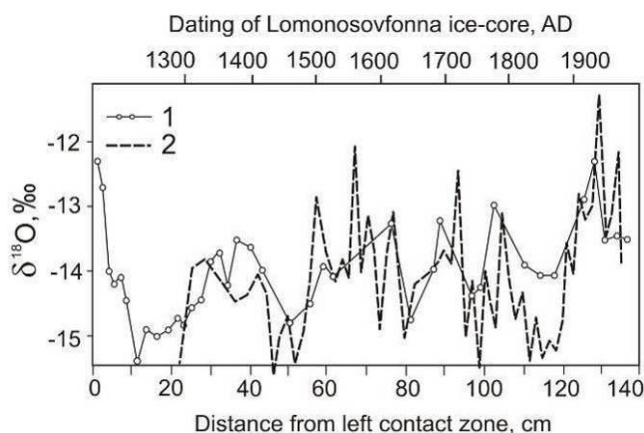


Рис. 6. Сопоставление изотопных кривых по жильному льду в долине Адвентдален (1) и ледниковому льду плато Ломоносова (2) (from Kotlyakov & Gordienko 1982)

Это позволило уточнить возрастную привязку отдельных фрагментов жилы в долине Адвентдален.

Выраженный максимум $\delta^{18}\text{O}$ в образце жильного льда, отобранного на расстоянии 130 см от левого края жилы, сопоставим с наибольшим значением $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковом керне плато Ломоносова, который датирован около 1950 г., а локальный максимум $\delta^{18}\text{O}$ в образце жильного льда, отобранного на расстоянии на 20-40 см от левого края жилы, сопоставим с максимумом $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковом керне, относящимся к 14 в н.э. Таким образом, нами было подсчитано, что если ледяная жила шириной 1 м формировалась около 500-600 лет, то жила шириной около 3 м могла формироваться в течение 1,5-2 тыс. лет.

Выводы

1) В верхней части разрезов высоких пойм в долине р.Еркутаяха на Южном Ямале и на пойме р.Адвентсельва на Свальбарде вскрываются мощные сингенетические жилы, сформировавшиеся в течение последних 2 тыс. лет, которые в настоящее время продолжают развиваться.

2) Близкий диапазон вариаций изотопных значений и совпадение пиков на изотопных кривых по жильному льду в долине Адвентдален и ледниковому керну плато Ломоносова на Свальбарде свидетельствует о соответствии масштаба и хронологии изменения климатических условий в данном регионе за последние 2 тыс. лет.

3) Изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ в течение последних 2 тыс. лет в двух весьма удалённых друг от друга разрезах повторно-жильных льдов, расположенных в существенно различающихся климатических и геокриологических районах характеризуются близким диапазоном вариаций: в долине р.Еркутаяха на Южном Ямале значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись на $2,6\text{‰}$: от $-18,0$ до $-20,63\text{‰}$, а на пойме р.Адвентсельва на $3,2\text{‰}$: от $-12,23\text{‰}$ до $-15,4\text{‰}$.

4) Изотопные записи, полученные по жильным льдам, позволяют реконструировать среднезимние температуры воздуха за последние 2000 лет, которые изменялись почти синхронно с изотопными вариациями, и диапазон их изменчивости также был близок в этих удалённых районах, составляя $2,5^{\circ}\text{C}$ (от -18 до $-20,5^{\circ}\text{C}$) на Южном Ямале и 3°C (от -12 до -15°C) на Свальбарде.

Благодарности

Авторы благодарны А.Синицыну и П.Волтхарду за помощь в проведении полевых работ. Работа выполнена при частичном финансировании РФФИ (гранты 10-05-00986 и 11-05-01141) и Федерального агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337).

Литература

- Christiansen, H.H. 2005. Thermal regime of ice-wedge cracking in Adventdalen, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol.16. Iss. 1: 87 – 98.
- Jeppesen, J.W. 2001. *Palaeoklimatiske indikatorer for central Spitsbergen, Svalbard. Eksemplificeret ved studier af iskiler og deres vaertssediment*. Master's thesis, University of Copenhagen. UNIS. Svalbard.

- Kotlyakov, V.M. & Gordienko, F.G. 1982. Isotopic and geochemical glaciology. Leningrad. Gidrometeoizdat. 288 pp.
- Lüthi, Z.L. 2010. Thermal State of Permafrost in Central and Western Spitsbergen 2008-2009. Master's Thesis. Faculty of Science University of Bern. 61 pp.
- Mangerud, J., Bolstad M., Elgersma A., Helliksen D., Landvik J.Y., Lønne I., Lycke A.K., Salvigsen O., Sandahl T., Svendsen J.I. The last glacial maximum on Spitsbergen, Svalbard. Quaternary Research. 1992. Vol. 38: 1 – 31.
- Matsuoka, N. & Hirakawa, K. 1993. Critical polygon size for ice-wedge formation in Svalbard and Antarctica. Permafrost. Sixth International Conference, Proceedings. Vol. 1. Beijing, China. Wushan, Guangzhou: South China University of Technology Press: 449 – 454.
- Punning, J.-M., Vaikmäe, R., Tøugu, K. 1987. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ and Cl^- in the ice cores of Spitsbergen. J. Phys. Colloques (VIIth Symposium on the Physics and Chemistry of Ice). Paris. Vol. 48. N C1.: 619 – 624.
- Sørbel, L. & Tolgensbakk, J. 2002. Ice-wedge polygons and solifluction in the Adventdalen area, Spitsbergen, Svalbard. Norsk Geografisk Tidsskrift (Norwegian Journal of Geography). Vol. 56: 62 – 66.
- Snyder, J.A., Miller, G.H., Werner, A., Jull, A.J.T., Stafford Jr. T.W. 1994. AMS-radiocarbon dating of organic-poor lake sediment, an example from Linnevatnet, Spitsbergen, Svalbard. The Holocene. Vol. 4: 413-421.
- van der Knaap, W.O. 1988. A Pollen Diagram from Broggerhalvoya, Spitsbergen: Changes in Vegetation and Environment from ca. 4400 to ca. 800 BP. Arctic and Alpine Research. Vol. 20, No. 1: 106-116.
- Vasil'chuk, Yu.K. 1992. Oxygen isotope composition of ground ice (applucation to paleogeocryological reconstructions). Theoretical Problems Department. The Russian Academy of Sciences, Geological Faculty of Moscow University, Research Institute of Engineering Site Investigations. Moscow. Vol. 1 – 420 pp. Vol. 2 – 264 pp.
- Vasil'chuk, Yu.K. & Kotlyakov V.M. 2000. Principles of isotope geocryology and glaciology. A comprehensive textbook. Moscow University Press. 616 pp.
- Vasil'chuk, Yu.K. 2006. Ice Wedge: Heterocyclity, Heterogeneity, Heterochroneity. Moscow University Press. 404 pp.
- Vasil'chuk, Yu.K., Budantseva, N.A., Zemskova, A.M. 2011. $\delta^{18}\text{O}$ variation of Late Holocene ice wedges of Adventdalen, Svalbard. Forth Conference of Russian geocryologists. Moscow State University. Moscow. Vol.1. 291-297 pp.
- Vittinghus, H., Christiansen, H.H., Meyer, H., Elberling, B. 2008. Hydrogen and oxygen isotope studies from an ice wedge in Svalbard permafrost. Ninth International Conference, Extended Abstracts. University of Alaska. Fairbanks: 333 – 334.

Тепловое состояние верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии

С.П.Варламов, Ю.Б.Скачков, П.Н.Скрябин, Н.И.Шендер
Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

Исследования эволюции теплового состояния грунтов проведены с целью оценки влияния современного потепления климата на криолитозону Центральной Якутии. Анализ многолетних данных метеостанций региона четко показал один из наиболее высоких на севере России трендов повышения средней годовой температуры воздуха. Составлен прогноз изменения приземной температуры воздуха методом гармонического анализа. Мониторинг термического режима грунтов в естественных условиях, проводимый авторами, начиная 80-х годов прошлого века в 7 физико-географических районов на лево- и правобережье р.Лена на широте г. Якутска, позволяет выявить его многолетнюю динамику в широком спектре природных условий. Экспериментальные исследования позволили выявить многолетнюю динамику индикаторов эволюции теплового состояния грунтов: температуры грунтов на подошве активного слоя и слоя годовых теплооборотов, глубины сезонного протаивания. Установлено, что основным определяющим фактором формирования термического состояния грунтов является режим снегонакопления. Тренды многолетней изменчивости глубины сезонного протаивания в мелкодолинном типе местности изменяются от близких к нулю до слабоположительных значений, в склоновом типе местности наоборот, преобладают слабоотрицательные тренды. В последние два года аномально малоснежные зимы с поздними сроками установления снежного покрова, несмотря на аномально теплые зимние и летние сезоны, привели к сильному охлаждению грунтов. На фоне значительного потепления климата тепловое состояние верхних горизонтов криолитозоны остается достаточно устойчивым.

Ключевые Слова: Климат; мерзлые грунты; мониторинг; глубина протаивания; температура; тренд.

Введение

В последние десятилетия, в связи с развитием во многих странах исследований по изучению современного изменения климата, возрос интерес к работам, рассматривающим проблемы реакции вечной мерзлоты на прогнозируемое потепление климата. Исследования охватывают широкий круг задач, включая эволюцию теплового состояния верхних горизонтов многолетнемерзлых пород. Это стало одним из приоритетных направлений геокриологических исследований, имеющих важное научное и практическое значение.

Информационной основой исследований термического состояния верхних горизонтов криолитозоны и выполнения прогнозных оценок ее изменений при ожидаемом потеплении климата служат данные метеорологических станций, геокриологических стационаров и мониторинговых полигонов, региональных и инженерно-геокриологических работ.

Изученность вопроса и методика

В Центральной Якутии первые систематические температурные наблюдения в скважинах глубиной до 10-15 м стали проводиться с 1935 г. мерзлотной станцией Главсевморпути. Исследования выявили особенности изменений температуры и глубины протаивания грунтов под влиянием растительного и снежного покровов, «культурного слоя» и геолого-геоморфологических условий (Melnikov 1950, Solov'ev 1959). В 1940-е годы были организованы круглогодичные экспериментальные наблюдения за

изменением температурного режима грунтов под теплоизоляционными покрытиями, при удалении снежного, травяного покровов и в естественных условиях на опытных площадках Якутской НИМС (Shimanovskii 1942, Gerasimov 1950, Efimov 1952). В 1950-е и 1960-е годы более детальные и комплексные теплофизические наблюдения за формированием теплового режима горных пород были организованы по улучшенной методике на опытной площадке Института мерзлотоведения под руководством Н.С.Иванова (1963).

В Центральной Якутии локальные и региональные закономерности формирования теплового режима грунтов наиболее детально выявлены при широком применении стационарных методов исследований (Are 1973, Gavrilova 1978 и др.). В 1960-1980-е годы круглогодичные теплобалансовые исследования по значительно расширенной программе выполнены на стационарах Якутск, Сырдах, Зеленый луг и Чабыда (Pavlov 1975, Pavlov 1979, Skryabin et al. 1998, Varlamov et al. 2002). Исследования охватили как естественные ландшафты, так и техногенные. Детально изучены суточный, сезонный и годичный ход теплообмена поверхности с атмосферой, разработан ряд новых математических моделей промерзания-протаивания грунтов. Исследования гидротермического режима мерзлотных почв при сельскохозяйственном освоении и мелиорации, проведены в 1960-1980-е годы прошлого века на сезонных стационарах Хатассы, Хоробут, Амга (Gavriliev et al. 1984, Ugarov & Mandarov 2000).

В настоящее время мониторинговые исследования термического режима грунтов проводятся на

стационарах: Чабыда, Якутск и полигонах: на северном участке трассы железной дороги Томмот-Якутск, Юкэчи, Умайбыт, Кердюген и др. Объектами исследований являются горные породы слоя годовых теплооборотов (глубина 10-20 м). Основными термическими параметрами являются: глубина сезонного протаивания (ξ) и средние годовые температуры на подошвах слоя сезонного протаивания (T_{ξ}) и слоя годовых теплооборотов (T_{10}).

В 1990-е гг. по международным программам "GEMEX-GAME", "CREST", "JST" совместных российско-японских и российско-голландских научных проектов на стационарах Спасская Падь и Нэлэгэр были начаты режимные экспериментальные исследования. Целью исследований явились изучения многолетней динамики температуры почвогрунтов и верхних горизонтов многолетнемерзлых пород, влажностного режима почв, глубины сезонного протаивания, водно-теплого баланса и углеродных потоков (Fedorov et al. 2006).

А.В.Павловым (2008) подведены итоги исследований эволюции термического состояния верхних горизонтов криолитозоны за период от III Международного геофизического года (1957/59) до IV Международного полярного года (2007/08) на территории России. В.Е. Романовский и др. (2010) оценили тепловое состояние криолитозоны России за последние 20-30 лет, но Центральная Якутия в обзор не вошла. Данная работа в какой-то мере восполнит этот пробел.

Современное изменение климата

Прогнозы изменения температуры воздуха в XXI веке у исследователей разные. Прогноз изменения климата составленный Главной геофизической обсерваторией им. А.И.Воейкова (ГГО), основанный на результатах экстраполяции климатических характеристик показывает, что фактически наблюдаемый тренд в потеплении на территории России к 2010-2015 гг. сохранится и приведет к росту, по сравнению с 2000 годом, средней годовой температуры приземного воздуха на 0,4-0,8°C, к 2030 году на 1,5°C. Также прогнозируется дальнейший рост среднего количества осадков преимущественно за счет их увеличения в холодный период. Ожидается на севере Восточной Сибири увеличение количества осадков зимой на 7-9 %, увеличение снегонакоплений на 2-4 % (Federal Service... 2005). В конце XXI века в Восточной Сибири ожидается повышение средней годовой температуры приземного воздуха на 4-8°C по сравнению со средними значениями двух последних десятилетий XX века (Meleshko et al. 2008). Прогноз изменения среднегодовой температуры приземного воздуха в г. Якутске, составленный в Институте мерзлотоведения СО РАН с помощью метода гармонического анализа до 2015 г. почти совпадает с прогнозом Главной геофизической обсерватории, а далее расходится (Shender et al. 1999, Romanovsky et al. 2007). Авторы прогнозируют похолодание до середины XXI века на 2-3°C. Исследователей особенно беспокоит прогнозируемое увеличение количества осадков зимой и увеличение

снегонакоплений, играющие значительную роль в повышении температуры грунтов.

Результаты и обсуждение

Мониторинг термического режима грунтов в естественных условиях, проводимый авторами, начиная 80-х годов прошлого века в 7 физико-географических районах на лево- и правобережье р. Лена на широте г. Якутска, позволяет выявить его многолетнюю динамику в широком спектре природных условий (рис. 1).

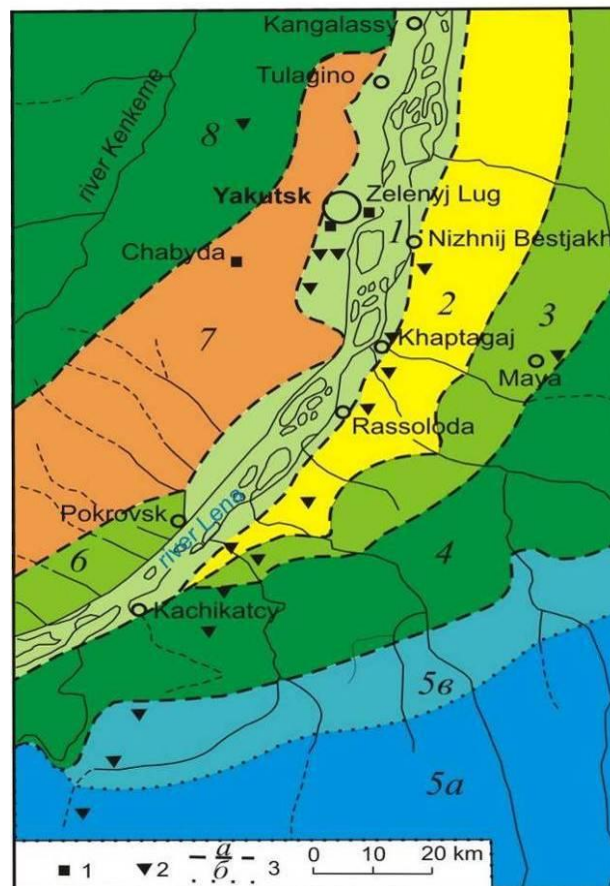


Рис. 1.1. Карта района исследований
1 – стационары; 2 – полигоны; 3 – граница физико-географических районов (а) и подрайонов (б): 1 – Приленский долинно-лесостепной; 2 – Бестяхский песчано-грядовый; 3 – Тюнгулонский аласно-котловинный; 4 – Лено-Амгинский аласно-долинный; 5 – Лено-Амгинский песчаниковый (подрайоны: а – песчаниковый, б – переходной полигенетической равнины); 6 – Приленский левобережный мелкодолинно-аласный; 7 – Приленский левобережный песчаниковый; 8 – Кенкеме-Ленский мелкодолинно-аласный

Ценность многолетних наблюдений состоит также в создании банка данных, необходимых для модельных прогнозов возможных изменений состояния криолитозоны при потеплении климата. Наблюдательные пункты (скважины и площадки) были организованы более 100 элементарных ландшафтных комплексов, охватывающих 9 типов местностей с 42-мя вариациями их литогенной основы (табл. 1).

Таблица 1. Мониторинговые полигоны в различных ландшафтных комплексах.

Полигон	Тип местности	Физико-географический район	Начало наблюдений
Чабыда	Мелкодолинный	Приленский песчаниковый	1980
	Склоновый		
Зеленый луг	Пойменный	Приленский долинно-лесостепной	1986
Хаптагай, Кердем			1988
Якутск	1995		
13-й км, Шестаковка	Низкотеррасовый		1986
Хаптагай, Кердем			1988
Тамма-Мендинский, Нижнебестяхский	Песчано-грядовый	Бестяхский песчано-грядовый	1987
	Межгрядово-низинный		1993
Тамма	Мелкодолинный		1987
Мундулах	Межаласный	Тюнгюлунский аласно-котловинный	1993
	Аласный		
Булуус	Песчано-грядовый		1987
	Межгрядово-низинный		
Тарынг	Межаласный	Лено-Амгинский аласно-долинный	1987
	Аласный		
Быльдаана	Межаласный		
	Аласный		
Киримский	Межаласный		1995
	Мелкодолинный		
Верхняя Лютенга	Плакорный	Лено-Амгинский песчаниковый	1995
	Склоновый		
	Мелкодолинный		
Маганский	Межаласный	Лено-Кенкеменский аласный	2002

Таблица 2. Средние многолетние и экстремумы основных тепловых параметров грунтов слоя годовых теплооборотов (Чабыда).

№ Площ.	Годы наблюдений	ξ, м			T _ξ , °C			T ₁₀ , °C		
		Min	Среднее	Max	Min	Среднее	Max	Min	Среднее	Max
Мелкодолинный тип местности										
C-1	1981-2010	0,81	1,07	1,30	-5,1	-2,7	-0,6	-3,4	-2,7	-1,8
3a	1986-2010	0,37	0,44	0,53	-7,4	-4,9	-1,3	-4,9	-3,9	-2,8
8	1982-2010	0,86	1,16	1,37	-5,5	-3,5	-1,3	-3,3	-2,7	-1,9
8a	1986-2010	0,65	1,05	1,45	-6,5	-3,6	-0,1	-4,5	-3,5	-1,8
Склоновый тип местности										
5	1981-2010	3,37	3,55	3,86	-1,0	-0,4	-0,1	-0,6	-0,4	-0,3
6б	1986-2010	3,54	3,85	4,11	-0,9	-0,4	0,0	-0,6	-0,4	-0,2
7б	1986-2010	1,70	1,86	2,00	-2,2	-1,2	-0,4	-1,5	-1,0	-0,3
9	1985-2010	1,31	1,52	1,72	-3,6	-2,4	-1,0	-2,5	-2,2	-1,8
10	1986-2010	1,63	1,91	2,11	-2,8	-1,8	-0,7	-2,4	-2,0	-1,6
11	1986-2010	1,73	1,92	2,27	-2,2	-0,9	-0,2	-1,5	-1,2	-0,9

Наиболее детальный и длительный ряд наблюдений за температурным режимом грунтов проводится на стационаре Чабыда в 20 км к юго-западу от г. Якутска у оз. Малая Чабыда. Здесь рельеф характеризуется сочетанием пониженных и возвышенных участков холмисто-увалистой равнины. Экспериментальные исследования были организованы в двух типах местности: мелкодолинный - днище долины ручья (пл.: 3а, 8а, С-1) и на ложбине стока (пл. 8); склоновый - на пологом склоне (пл.: 5, 6б), на приводораздельном склоне (пл.: 7б и 9) и на умеренно-крутых склонах северной (пл.10) и южной

(пл. 11) экспозиций. В районе исследований в зависимости от ландшафтных условий глубина сезонного протаивания варьирует от 0,37 до 4,11 м, а средняя годовая температура на подошве слоя сезонного протаивания от 0 до -7,4°C и на подошве слоя годовых теплооборотов от -0,2 до -4,9°C.

Таблица 2 дает представление об изменчивости глубины сезонного протаивания и средней годовой температуры грунтов

29-летний цикл наблюдений за тепловым состоянием грунтов показал, что на фоне значительного повышения средней годовой

температуры воздуха (рис.2) глубина сезонного протаивания их остается достаточно стабильной (рис. 3). Значительные межсезонные изменения глубины сезонного протаивания присущи грунтам мелководинного типа местности. Здесь отмечается тенденция к ее увеличению, а в склоновом типе местности, наоборот, некоторое уменьшение ее. В мелководинном типе местности особенно заметное увеличение глубины сезонного протаивания наблюдается с 2002 по 2008 гг. Это связано в основном с увеличением влажности грунтов сезонноталого слоя. Здесь в последующем отмечено поднятие верхней границы многолетней мерзлоты, из-за больших потерь тепла на фазовые переходы у подошвы сезонноталого слоя.

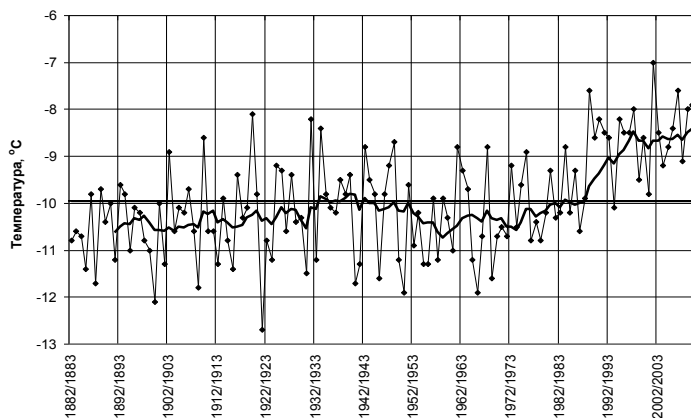


Рис. 2. Изменение средней годовой температуры воздуха в Якутске
Жирная линия — 10-летняя скользящая средняя, прямая жирная линия — средняя многолетняя.

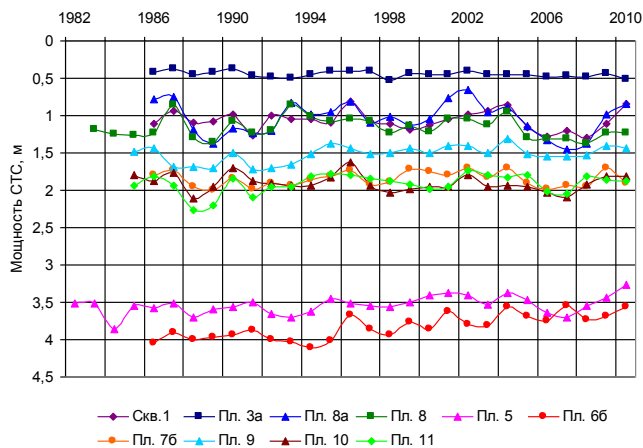


Рис. 3. Многолетнее изменение мощности деятельного слоя в различных ландшафтных условиях

В мелководинном типе местности тренды многолетней изменчивости глубины сезонного протаивания изменяются от близких к 0 до положительных (0,4 см/год) значений, в склоновом типе местности преобладают, наоборот отрицательные тренды (-0,15...-1,9 см/год). Исключение составляют лишь склоны северной экспозиции (пл. 10), где наблюдается положительный (0,6 см/год) тренд.

Как правило, самые низкие температуры грунтов формируются в малоснежные годы с аномально поздним образованием устойчивого снежного покрова (рис. 4, 5).

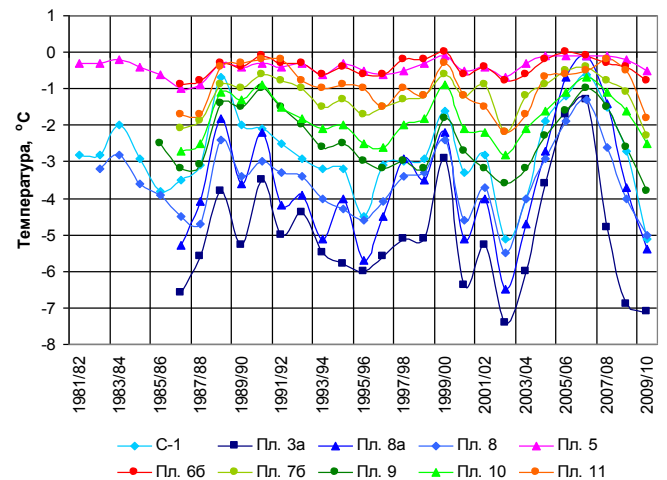


Рис. 4. Многолетнее изменение средней зимней высоты снежного покрова в различных ландшафтных условиях на стационаре Чабьда

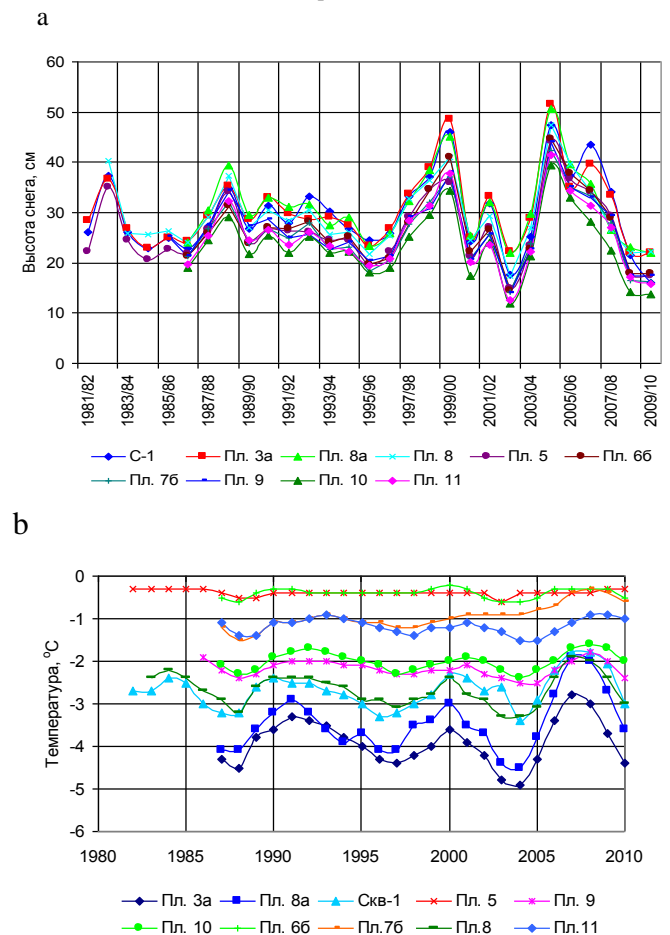


Рис. 5. Многолетнее изменение средней годовой температуры грунтов на подошве деятельного слоя (а) и на подошве слоя годовых теплооборотов (б) в различных ландшафтных условиях

Более высокие температуры формируются в многоснежные годы с аномально ранним образованием устойчивого снежного покрова. Из этих двух факторов, определяющих формирование

температурного режима грунтов, основным являются сроки образования устойчивого снежного покрова. Таким образом, определяющим фактором теплового состояния грунтов слоя годовых теплооборотов в Центральной Якутии являются циркуляционные процессы атмосферы в холодный период года. Здесь следует отметить, что в последнее десятилетие заметно увеличилась амплитуда колебаний средней зимней высоты снежного покрова (см. рис. 4), свидетельствующая о неустойчивости циркуляционных процессов в холодный период.

За весь период наблюдений самые низкие и высокие температуры грунтов отмечены соответственно в 2003 и 2007 годах (см. рис. 5). Зима в 2002/03 гг. была аномально малоснежной с аномально поздним сроком образования устойчивого снежного покрова. Последующие годы характеризовались многоснежными зимами (см. рис. 4) и обильными осенними осадками.

В целом на территории стационара Чабыда с 2003 по 2007 годы температура грунтов в различных ландшафтах повысилась на 0,5-6,0°C на подошве слоя сезонного протаивания и на 0,3-2,7°C на подошве слоя годовых теплооборотов.

Зима 2007/08 гг. оказалась многоснежной в целом за сезон, но в первой половине она была малоснежная с поздним сроком образования устойчивого снежного покрова. Эти метеорологические факторы привели к некоторому охлаждению грунтов на подошве слоя сезонного протаивания. В последние две зимы (2008/09 и 2009/10 гг.) были аномально малоснежными и поздними сроками образования устойчивого снежного покрова, что привело к сильному охлаждению грунтов слоя годовых теплооборотов, несмотря на аномально теплые годы.

По данным многолетних наблюдений тренды среднегодовых температур слоя годовых теплооборотов в различных физико-географических районах изменяются от слабо отрицательных до положительных значений и четко прослеживаются их зависимость по термическим типам сезоннопротаивающих грунтов (табл. 3).

Отрицательные тренды отмечаются в урочищах переходного типа сезоннопротаивающих грунтов, где среднегодовая температура изменяется от 0 до -1°C. Это связано с уменьшением мощности сезонноталого слоя (см. рис. 3) и увлажнением грунтов этого слоя. В целом во всех других термических типах грунтов отмечено положительный тренд температуры грунтов слоя годовых теплооборотов. При этом наименьшие тренды характерны ландшафтными комплексам с высокотемпературными многолетнемерзлыми породами с наибольшими глубинами сезонного протаивания, наибольшие тренды встречаются к ландшафтными комплексам с низкотемпературными грунтами и, как правило, с наименьшими глубинами сезонного протаивания.

Выводы

1. В последние 30 лет в Центральной Якутии наблюдается один из наиболее высоких на севере России повышений средней годовой температуры воздуха.

2. На этом фоне глубина сезонного протаивания остается достаточно стабильной.
3. Многолетняя динамика термического состояния грунтов в слое годовых теплооборотов свидетельствует о его относительной устойчивости.
4. Основным регулирующим фактором устойчивого термического состояния грунтов является режим снегонакопления.

Таблица 3. Изменение трендов среднегодовой температуры грунтов на подошве слоя годовых теплооборотов (глубина 10 м).

Район	Период наблюдений	Термические типы грунтов, °C	Тренды, °C/год
Приленский долинно-лесостепной	1987-2009	0...-1	-0,003
	1987-2009	-1...-3	0,011...0,029
	1996-2009	-3...-5	0,039
Приленский левобережный песчаниковый	1982-2009	0...-1	- 0,003...0,038
	1982-2009	-1...-3	- 0,003...0,018
	1987-2009	-3...-5	0,013...0,042
Бестяхский песчано-грядовый	1987-2009	1...0	-0,004
	1987-2009	0...-1	0,005...0,035
	1987-2009	-1...-3	0,009...0,066
	1987-2009	-3...-5	0,056
Тюнгюлунский аласно-котловинный	1987-2009	0...-1	0,010
	1988-2009	-1...-3	0,006
	1993-2009	-3...-5	0,045
Лено-Амгинский аласно-долинный	1989-2009	0...-1	- 0,009...0,008
	1987-2009	-1...-3	0,005...0,031
Лено-Амгинский песчаниковый	1995-2009	0...-1	0,017
	1995-2009	-1...-3	0,052-0,073

Литература

- Are, F.E. 1973. Ground temperature regime beneath a draining thaw lake in Central Yakutia. In: Issues of the Geography of Yakutia. Leningrad: Gidrometeoizdat, 70-75. (in Russian).
- Efimov, A.I. 1952. Selected results of 3-year ground temperature observations in the Yakutsk area. In: Permafrost Investigations in the Yakut Republic, vol. 3. Moscow: USSR Acad. Sci. Press, 8-19. (in Russian).
- Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring (Roshydromet). 2005. Strategic Prediction for the Period of up to 2010-2015 of Climate Change Expected in Russia and Its Impact on Sectors of the Russian National Economy. Moscow, 28 pp.
- Fedorov, A.N., Maximov, T.Kh., Gavriliev, P.P. et al. 2006. Spasskaya Pad: Integrated Investigations of the Permafrost Landscapes. Yakutsk: Permafrost Institute Press, 210 pp. (in Russian).

- Gavriliev, P.P., Mandarov, A.A. & Ugarov, I.S. 1984. Hydrothermal Reclamation of Agricultural Lands in Yakutia. Novosibirsk: Nauka, 201 pp. (in Russian)
- Gavrilova, M.K. 1978. Climate and Perennial Freezing of Soils and Rocks. Novosibirsk: Nauka, 212 pp. (in Russian).
- Gerasimov, N.N. 1950. Annual ground temperature variations in the Yakutsk area. In: Permafrost Investigations in the Yakut Republic. Yakutsk, 179-191. (in Russian).
- Ivanov, N.S. 1963. On the thermal regime of the upper earth crust in the Yakutsk area. In: Heat and Mass Exchange in Frozen Layers of the Earth Crust. Moscow: USSR Acad. Sci. Press, 9-55. (in Russian).
- Meleshko, V.P., Kattsov, V.M., Govorkova, V.A., Sporyshev, P.V., Shkol'nik, I.M. & Shneerov, B.E. 2008. Climate of Russia in the 21st century. Part 3. Future climate changes calculated with an ensemble of coupled atmosphere-ocean general circulation CMIP3 models. Russian Meteorology and Hydrology 33(9): 541-552.
- Melnikov, P.I. 1950. Permafrost in the Yakutsk area. In: Permafrost Investigations in YaSSR, vol. 2. Moscow-Leningrad: USSR Acad. Sci. Press, 52-70. (in Russian).
- Pavlov, A.V. 1975. Heat Exchange between Soil and Atmosphere in Northern and Temperate Latitudes of the USSR. Yakutsk, 302 pp. (in Russian).
- Pavlov, A.V. 1979. Thermal Physics of Landscapes. Novosibirsk: Nauka, 284 pp. (in Russian).
- Pavlov, A.V. 2008. Permafrost Monitoring. Novosibirsk: Federal Publishing House "Geo", 230 pp. (in Russian).
- Romanovsky, V.E., Sazonova, T.S., Balobaev, V.T., Shender, N.I. & Sergueev, D.O. 2007. Past and recent changes in air and permafrost temperatures in eastern Siberia. Global and Planetary Change 56(3-4): 399-413.
- Romanovsky, V.E., Drozdov, D.S., Oberman, N.G., Malkova, G.V., Kholodov, A.L., Marchenko, S.S., Moskalenko, N.G., Sergeev, D.O., Ukraintseva, N.G., Abramov, A.A., Gilichinsky, D.A., Vasiliev, A.A. 2010. Thermal state of permafrost in Russia. Permafrost and Periglacial Processes 21: 136-155.
- Skryabin, P.N., Varlamov, S.P. & Skachkov, Yu.B. 1998. Interannual Variability of the Ground Thermal Regime in the Yakutsk area. Novosibirsk: SB RAS Press, 143 pp. (in Russian).
- Shender, N.I., Romanovsky, V.E. & Tetelbaum, A.S. 1999. A forecast of the natural variability of climate in Yakutsk and Fairbanks. Nauka i Obrazovanie 2: 24-29. (in Russian).
- Shimanovskii, S.V. 1942. Effect of pavements on the ground thermal regime. In: Permafrost Investigations in the Yakut Republic, vol. 1. Yakutsk, 44-55. (in Russian).
- Solov'ev, P.A. 1959. Permafrost in the Northern Part of the Lena-Amga Watershed. Moscow: USSR Acad. Sci. Press, 144 pp. (in Russian).
- Ugarov, I.S. & Mandarov, A.A. 2000. Overhead Irrigation of Fodder Crops in Central Yakutia. Yakutsk: Permafrost Institute Press, 128 pp. (in Russian).
- Varlamov, S.P., Skachkov, Yu.B. & Skryabin, P.N. 2002. Ground Temperature Regime in Permafrost Landscapes of Central Yakutia. Yakutsk: Permafrost Institute Press, 217 pp. (in Russian)

Береговая и субаквальная мерзлота Карского моря

А.А.Васильев

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия

П.В.Рекант

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Санкт-Петербург, Россия

Реферат

Рассмотрены проблемы идентификации субаквальных многолетнемерзлых пород на шельфе Карского моря на основе выделения в сейсмоакустическом разрезе сейсмоакустических маркеров. Наличие субаквальных многолетнемерзлых пород по сейсмоакустическим данным установлено в Карском море до глубины 120 м. Существование мерзлых отложений на больших глубинах, скорее всего, является исключением, и может быть объяснено нисходящими неотектоническими движениями. Составлена ГИС – ориентированная карта распространения субаквальных многолетнемерзлых пород Карского моря и развита база данных по условиям их залегания. Установлено, что кровля субаквальных многолетнемерзлых пород залегает на глубине 5-60 м ниже поверхности морского дна. Статистическая обработка данных показала, что максимум встречаемости в 47% приходится на глубину залегания кровли 10-20 м от поверхности дна. Высказано предположение о парагенетической связи структур газового сиппинга и субаквальных многолетнемерзлых пород. Предложена модель залегания берегового и шельфового пермафроста Карского моря.

Ключевые Слова: Газовый сиппинг; Карское море; положение кровли мерзлоты; субаквальная мерзлота.

Введение

Исследование распространения, условия залегания и свойств береговой и субаквальной мерзлоты в Арктике имеет фундаментальное значение, поскольку позволяет улучшить понимание процессов взаимодействия Арктического океана и суши в криолитозоне, оценить историю и тенденции развития морских берегов и шельфа.

По современным представлениям, субаквальные многолетнемерзлые породы (SMP) представляют собой реликтовые мерзлые толщи (Osterkamp 2001), сформированные в субаэральных условиях во время последнего гляциального периода (20-18 тыс. лет назад) и затопленные в ходе последней трансгрессии (16-5 тыс. лет назад). Считается, что море отступало до современной изобаты 120м. После перехода в субаквальное состояние толща многолетнемерзлых пород частично протаяла сверху и снизу. Часть засоленных пород перешла в охлажденное состояние. Сформировался современный облик SMP. Далее мы будем говорить только пермафросте, содержащим лед (Ice-bonded Permafrost). По мнению В.П. Мельникова и В.И. Спесивцева (1995) возможно новообразование Ice-bonded Permafrost за счет дополнительного охлаждения не мерзлых толщ при струйной дегазации грунтов на отдельных участках. Именно новообразованием Ice-bonded Permafrost они объясняют образование крупных мерзлых бугров на дне Карского моря.

Данные о распространении, условиях залегания и свойствах SMP получены преимущественно на основе бурения инженерно-геологических скважин. Всего в Карском море пробурено около 20 скважин, часть из которых вскрыла SMP. Таким образом, для Карского моря имеющейся прямой геологической информации явно недостаточно для более или менее достоверной

характеристики SMP. Состояние изученности субаквального пермафроста Карского моря наиболее полно отражено в монографии В.П. Мельникова и В.И. Спесивцева (1995).

Граница распространения SMP, отраженная на мелкомасштабных картах, нанесена на основе экспертных оценок и не подтверждена фактическими данными. Получены единичные оценки мощности субаквального пермафроста – от 2 до 100м. Данные по температуре SMP противоречивы, в некоторых скважинах температура грунтов близка к равновесной и составляет -1,2°C, в других температура достигает -4,5°C.

В последние десятилетия для изучения геологической структуры шельфа широко используются геофизические методы. В разных институтах хранятся результаты более 100 000 км высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования в Карском море. Новые методы интерпретации сейсмоакустических профилей позволяют найти (выделить) в сейсмических разрезах субаквальный пермафрост. Таким образом, данные высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования могут быть использованы для поиска субаквальной мерзлоты на шельфе при глубинах моря менее 120м.

Методы

В условиях нехватки прямой геологической информации для изучения геологической структуры шельфа используются высокоразрешающие сейсмоакустические методы. Современное развитие аппаратной, программной и методической базы позволяет использовать результаты интерпретации сейсмических данных, как самостоятельный источник геологической информации. Использование методики

сейсмофациального анализа позволяет извлекать из сейсмического волнового поля информацию о внутреннем геологическом строении изучаемых толщ до глубины 60-70 м. от морского дна, в т.ч. наличие в разрезе многолетнемерзлых пород, (Шлезингер 1998). В первом приближении, сейсмоакустический разрез можно рассматривать как аналог геологического разреза, а выделенные на сейсмограммах сейсмокомплексы и сеймопачки, могут быть сопоставлены с реальными геологическими телами, например, толщами, свитами, горизонтами. При этом наличие в сейсмическом разрезе ненарушенных стратифицированных горизонтов, свидетельствует об отсутствии SMP в изученной части геологического разреза.

Факторами, серьезно осложняющими сейсмическую волновую картину на шельфе Карского моря, являются, в первую очередь, криогенные и посткриогенные изменения структуры осадка, а также структуры, связанные с наличием свободного газа в разрезе. Совокупность этих факторов приводит к формированию весьма сложной волновой картины, что затрудняет интерпретацию.

Как было показано на примере шельфа Печорского моря и моря Лаптевых (Рекант и др. 2009), идентификация SMP в сейсмическом разрезе основывается на выделении высокоамплитудных отражений - сейсмоакустических маркеров, обладающих отчетливыми постседиментационными характеристиками. Обычно кровля SMP сопоставляется в сейсмическом разрезе с ярким сейсмическим отражением прямой полярности, которое возникает за счет скачкообразного увеличения скорости распространения звуковой волны в толще мерзлых пород. Типичный сейсмический разрез с сейсмоакустическими маркерами, идентифицирующимися с кровлей SMP, приведен на рисунке 1.

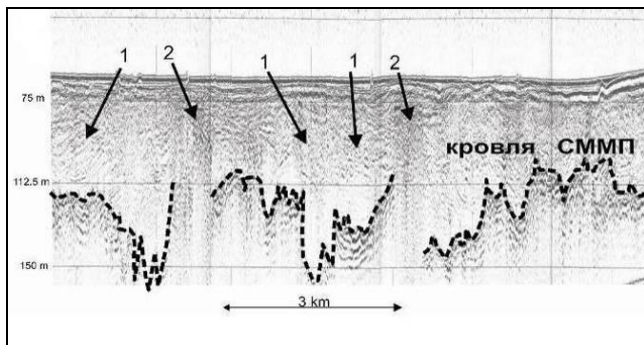


Рис.1. Типичный сейсмоакустический профиль, характерный для районов развития SMP. 1 – участки распространения криодеформаций, 2 – структуры газового сиппинга, проявляющиеся в виде вертикальных зон потери корреляции

Наличие в разрезе даже сравнительно небольших содержаний свободного газа приводит к формированию в волновом поле разнообразных помех: пятен и обширных зон потери корреляции (рис. 1). Подобные сейсмические объекты получили названия «структуры газового сиппинга» (GSS). Они могут иметь парагенетическую связь с SMP, в т.ч.

контролироваться таликовыми зонами (Рекант и др. 2009).

Результаты интерпретации высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования хорошо коррелируются с данными бурения. Большинство буровых профилей на прибрежном мелководье западного Ямала, в частности в районе м. Харасавей, демонстрируют резкое погружение кровли SMP вблизи береговой линии до 40 и более метров от поверхности морского дна, вплоть до полного протаивания. Далее SMP вновь фиксируются на глубинах примерно 5-7 м. и глубже. Результаты интерпретации сейсмоакустических данных показывают такую же картину.

Результаты

По результатам интерпретации более 100 тыс. км. сейсмоакустических профилей установлено несколько участков уверенного прослеживания сейсмоакустических маркеров SMP, а также область предполагаемого их развития (рис. 2).

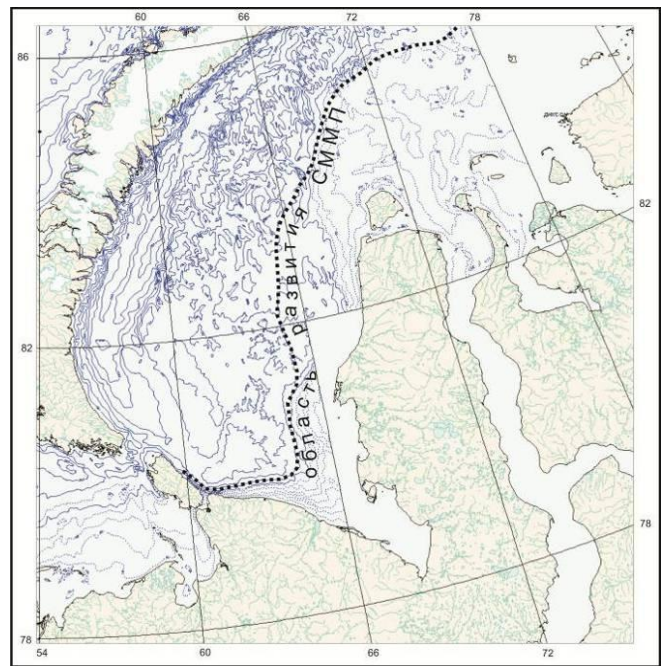


Рис. 2. Область распространения реликтовых SMP, установленная на основе интерпретации высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования

Наиболее уверенно сейсмоакустические маркеры SMP фиксируются в широкой прибрежной полосе южной части Карского моря и западной части Ямальского шельфа. Подобные маркеры предположительно найдены в пределах локальных поднятий центральной и северо-восточной частей шельфа. Главным фактором, контролирующим распространение субаквальной криолитозоны, является современная глубина морского бассейна. Основная масса сейсмических маркеров фиксируется в пределах областей с современными глубинами, не превышающими 100-120 м. Развита база данных, содержащая информацию о координатах, глубине

моря и глубине залегания SMP. Всего в базе данных имеется информация о 26000 участках с SMP.

The Permafrost Table Position (PTP) залегает на глубине 5-60 м ниже поверхности морского дна. Статистическая обработка данных показала, что встречаемость глубин залегания кровли SMP в юго-западной части Карского моря и на Ямальском шельфе близка к логнормальному закону распределения. При этом максимум встречаемости в 47% приходится на глубину залегания кровли СММП 10-20 м от поверхности дна (рис. 3).

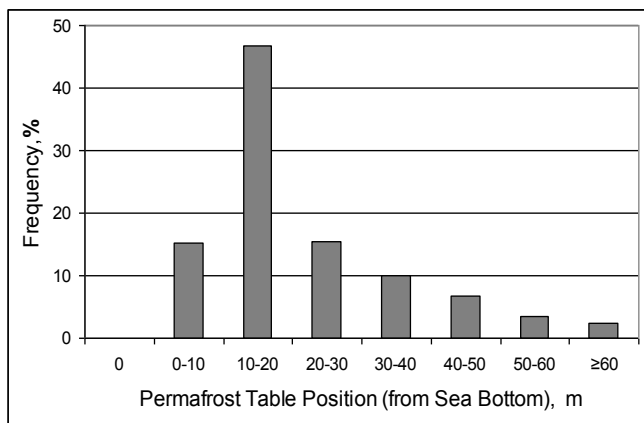


Рис. 3. Статистика встречаемости SMP в Карском море

Анализ статистических связей Permafrost Table Position (PTP) и глубин моря позволил установить, что прямая связь прослеживается только при глубине моря более 40 м. При глубинах моря более 40 м, чем глубже море, тем на больших глубинах от поверхности морского дна залегает Permafrost Table Position (PTP). Это может быть связано с повышенной скоростью подъема уровня моря, начиная с глубин в 40 м до современного уровня.

Таким образом, проведенный анализ данных о глубинах моря и Permafrost Table Position позволяет предложить модель РТР для Карского моря (рис. 4). Пермафрост континентального типа быстро выклинивается вблизи береговой линии, далее SMP фиксируется на глубинах моря, больших 10 м. При этом, вплоть до глубин моря около 40 м. РТР субпараллельна поверхности морского дна. Начиная с глубин моря 40 м, наблюдается устойчивое понижение РТР. SMP очень редко обнаруживается при глубинах моря больше 120 м.

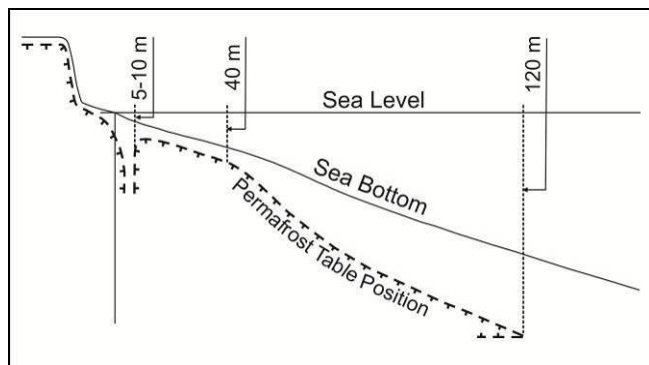


Рис.4. Модель залегания реликтовых SMP в Карском море

Особый интерес представляют области распространения GSS. Анализ полученного материала показывает, что в подавляющем большинстве газы проявляются либо непосредственно приурочены к областям развития SMP либо располагаются внутри области их возможного развития. Это позволяет косвенно подтвердить их парагенетическую связь с SMP. Возможно, GSS развиты в районах глубокого залегания SMP и образованы за счет газа, выделяющегося при деградации SMP снизу.

Выводы

Акустические маркеры наличия SMP достоверно идентифицируются на юго-востоке Карского моря и Ямальском шельфе до глубины 120 м. Предполагаемые маркеры присутствия SMP в разрезе также обнаружены в пределах локальных возвышенностей в районе Североземельского порога, окруженных 100-120-ти метровыми изобатами. Существование мерзлых отложений на больших глубинах является исключением, и может быть объяснено нисходящими неотектоническими движениями.

Кровля SMP залегает на глубинах 5-60 м от поверхности морского дна. Глубина залегания кровли SMP подчиняется логнормальному закону распределения, наибольшая встречаемость глубины залегания кровли SMP составляет 10-20 м. от поверхности дна.

Установлена связь глубины залегания кровли SMP и глубины моря при глубинах моря больших 40 м. При меньших глубинах такой связи не прослеживается. Это может быть связано с быстрым подъемом уровня моря от глубин 40 м до современного уровня.

Составлена ГИС – ориентированная карта распространения SMP и разработана соответствующая база данных по условиям залегания SMP Карского моря.

Предполагается парагенетическая связь структур газового сиппинга и SMP. Сиппинг-индикаторы могут быть использованы как дополнительный фактор для выявления вероятных районов глубокого залегания кровли SMP.

Существование многолетнемерзлых пород на современных глубинах моря более 120 м не установлено, за исключением участков устойчивых нисходящих неотектонических движений.

Благодарности

Исследования выполнены в рамках программы РАН № 20 «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология» и при поддержке Национального научного Фонда США, проекты ARC-0632400 и ARC-0520578.

Литература

Мельников В.П. и Спесивцев В.И. 1995. Инженерно-геологические и геокриологические условия

- шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 198с. *(на русском языке)*
- Рекант П.В., Гусев Е.А., Тумской В.Е. и др. 2009. Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лаптевых) по данным сейсмоакустического профилирования. /В кн. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. Москва, изд-во МГУ, с 332- 338. *(на русском языке)*
- Шлезингер А.Е. 1998. Региональная сеймостратиграфия. Москва, Научный мир, 379 с. *(на русском языке)*
- Osterkamp, T. E. 2001. Subsea Permafrost. Chapter in Encyclopedia of Ocean Sciences. Steele, J.H., Thorpe, S.A. and Turekian, K.K. Editors, Academic Press. p. 2902-2912.

Межгодовая динамика глубины сезонного протаивания почвогрунтов в ландшафтах Кенкеме-Ленского междуречья

И.С. Васильев

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

На основании данных, полученных за последние 15-16 лет наблюдений, рассмотрена межгодовая динамика глубины сезонного протаивания почвогрунтов в 10 природно-территориальных комплексах Кенкеме-Ленского междуречья. Показаны причины отклонения глубины сезонного протаивания почвогрунтов при совместном воздействии биогидротермических условий ландшафтной среды в соответствии с современными изменениями климата. Эффект влияния изменяющихся компонентов природной среды от года к году на глубине сезонного протаивания почвогрунтов неодинаков. В контрастных ландшафтных комплексах прослежена динамика глубины сезонного протаивания с противоположными знаками ее тренда и без него. Заметные отклонения глубины сезонного протаивания почвогрунтов происходили после выпадения аномально большого количества летних осадков, холодных, малоснежных зим и сухих, жарких летних сезонов.

Ключевые Слова: Глубина сезонного протаивания; межгодовая динамика; природно-территориальные комплексы; сезоноталый слой; экспериментальные точки наблюдений.

Введение

О необходимости слежения межгодовой динамики верхней поверхности вечной мерзлоты был поставлен вопрос еще на начальном этапе становления мерзлотоведения. Так, экспериментальные наблюдения за динамикой максимальной глубины сезонного протаивания почвогрунтов в Центральной Якутии, в частности, в окрестностях города Якутска были начаты с 1938 года, но они велись разными исследователями с недлительными периодами и перерывами (Ефимов 1952, Соловьев 1959, Арэ и Демченко 1972, Павлов 1975).

По сути непрерывные мониторинговые наблюдения за динамикой глубины сезонного протаивания почвогрунтов в Институте мерзлотоведения СО АН СССР, а затем СО РАН были начаты с 1981 года в районах стационаров «Малая Чабыда» и «Умайбыт», с 1987 года - на северном участке трассы железной дороги Томмот - Якутск, на полигоне оросительной системы «Кердюген», с 1991 года на урочище «Дыргыбай-Атага» и с 1992 г. на полигоне «Юкэчи» (Турбина 1985, Федоров 1985, Скрыбин и др. 1992, 1998, Федоров и др. 1992, Гаврильев и Угаров 1996, Гаврильев и др. 1996).

С 1996 г. по настоящее время на Кенкеме-Ленском междуречье, в 20-30 км к северо-востоку от г. Якутска, по совместным российско-японским проектам Институт мерзлотоведения СО РАН ведутся комплексные мерзлотно-ландшафтные исследования (Федоров и др. 2006). В комплексе этих исследований входило и наблюдение межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания почвогрунтов в разнообразных контрастных средах природно-территориальных комплексов (ПТК).

Методы

Для выявления ландшафтного разнообразия в пределах исследуемого района проведена

крупномасштабная ландшафтная съемка, в результате которой выделено 45 типов урочищ (Федоров и др. 2006). На ранних этапах исследований в некоторых из них приведены данные межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания почвогрунтов (Vasiliev & Gerasimov 2001, Васильев и Аргунов 2005, Константинов и др. 2006). Нами по мере появления техногенных ландшафтов, связанных с последующими рубками леса и площадей, подверженных лесным пожарам в разные годы, прибавлялись новые точки мониторинговых наблюдений. Их число возросло до 46.

Непосредственные измерения глубины сезонного протаивания почвогрунтов производились после 15 сентября в фиксированных точках наблюдений на залесенных межаласных ПТК стальным щупом, в отложениях луговых межаласий, аласных, песчано-грядовых, межгрядово-низинных и склоновых – почвенным буром, а также при проходке шурфов. Априори, что в одних и тех же точках наблюдений глубина сезонного протаивания почвогрунтов от года к году изменяется в зависимости от флуктуации климатических условий. Межгодовая изменчивость климатических характеристик: высоты снежного покрова, индекса протаивания и количества летних осадков на период наблюдений (1996-2010 гг.) на площадке метеостанции Якутск показана на рис. 1.

Результаты

Настоящее сообщение о межгодовой динамике глубины сезонного протаивания почвогрунтов делается на основании данных, полученных в пределах 10 типов урочищ, представляющих наиболее характерные контрастные ландшафтные разнообразия исследованного района на период с 1996 по 2010 гг. (таблица и рис. 2).

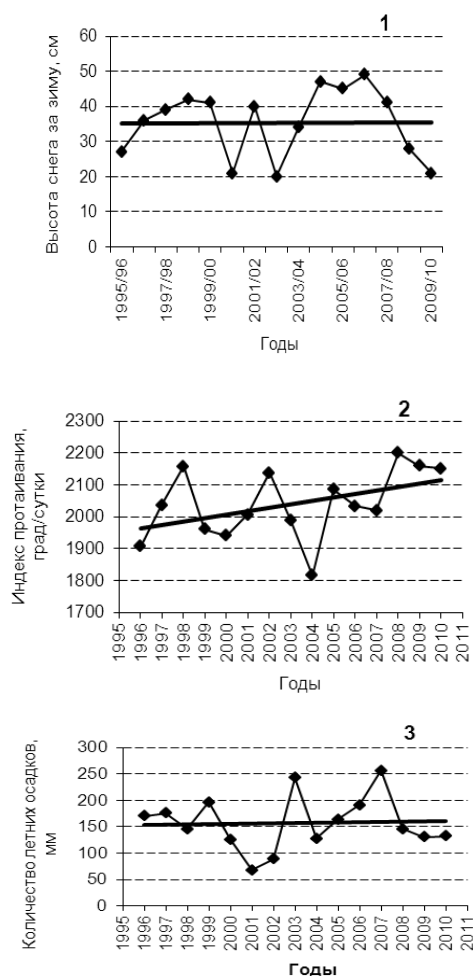


Рис. 1. Динамика высоты снежного покрова (1), индекса протаивания (2), количества летних осадков (3) по данным метеостанции Якутск за период наблюдений с 1996 по 2010 гг.

1. Лиственничник брусничный на суглинистых грунтах межлассного типа местности (южная сторона аласа Нелегер). Табагинский уровень неогеновой террасы на левобережье р. Лены перекрыт маломощными (до 3-5 м) отложениями ледового комплекса верхнечетвертичного возраста. Эта коренная фация ландшафта на межлассье. Наибольшие значения глубины сезонного протаивания почвогрунтов (1,15-1,25 м) в основном характерны для первой половины рассматриваемого отрезка времени (1996-2002 гг.), когда почвогрунты имели оптимальное увлажнение при средних значениях количества летних осадков от 146 до 200 мм, причем увеличение темпа протаивания совпадает с ранними летними осадками и улучшением предшествующего зимнего термического режима почвогрунтов при большой высоте снежного покрова. Сухие летние сезоны 2000-2001 гг., вызвавшие иссушение почвогрунтов сезонноталого слоя характеризуются меньшими значениями глубины сезонного протаивания (1,05-1,07 м). Во второй половине отрезка времени (2003-2010 гг.) почвогрунты характеризуются в основном повышенной влажностью (льдистостью), когда количество летних осадков 2003, 2006 и 2007 годов были аномально высокими (191-256 мм). Эти осадки,

приведшие водонасыщению (льдонасыщению) почвогрунтов в последующие годы, препятствовали их интенсивному сезонному протаиванию, сохраняя повышенный запас влаги особенно в нижней части сезонноталывающего слоя. В эти годы глубина сезонноталывающего почвогрунтов варьирует от 0,95 до 1,1 м. За 15 лет наблюдений на этой точке отмечена тенденция уменьшения глубины сезонного протаивания (рис. 2 - а.1). Среднее квадратическое отклонение, равное $\pm 0,08$ м, составляет 7,41 % ее среднего значения (1,08 м) (таблица).

2. Разнотравно-злаковый луг на супесчано-суглинистых грунтах межлассного типа местности (юго-западная сторона аласа Нелегер). Это непроевшая приопушечная полоса межлассья восточной ориентации шириной 30-50 м, некогда занятая приусадебным участком поселения. Урочище в настоящее время занято чуть заметным просадочно-полигональным микрорельефом. Продуктивность травостоя находится в прямой зависимости от количества летних осадков. На этом участке межгодовой ход динамики глубины сезонного протаивания схож с таковым на первом урочище. Наибольшие значения глубины сезонного протаивания почвогрунтов (2 м и более) отмечены также, как на первом участке, до 2002 года, а наименьшие (1,6-1,8 м) – в летних сезонах 2001, 2003 2009 и 2010 годов. Кроме влияния выше упомянутых природных факторов, высокая продуктивность травостоя в дождливые летние сезоны 2003, 2006 и 2007 годов в пределах данного урочища также заметно сокращает глубину сезонного протаивания почвогрунтов. Меньшие глубины летнего оттаивания тоже отмечены в самые сухие теплые сезоны (2001 и 2009 гг.) вследствие появления в оттаивающем слое иссушенного горизонта. Четко отмечается тенденция уменьшения глубины сезонного протаивания во времени (рис. 2 - а.2). Среднее квадратическое отклонение межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания на данном урочище составляет $\pm 0,13$ м при коэффициенте вариации 6,84 % (таблица).

3. Мезофитный злаково-разнотравный луг на супесчано-суглинистых грунтах аласного типа местности (на юге аласа Нелегер). Этот уровень после останца лугового межлассья представляет собой самостоятельный пояс, сложенный собственно аласными отложениями. Наибольшие значения глубины сезонного протаивания, равные чуть меньше и больше 2 м, отмечены летом 2002, 2006 и 2008 годов. На увеличение глубины сезонного протаивания летом 2002 года, по всей вероятности, сказывался высокий термический режим почвогрунтов как предшествовавшей мягкой и многоснежной зимы, так и жаркого лета, хотя количество летних осадков – самое минимальное. На открытой поверхности аласного луга аномально дождливое лето 2006 года, несмотря на высокую продуктивность массы травостоя, благоприятно сказывалось на интенсивности сезонного протаивания почвогрунтов. Зимой 2006/2007 годов промерзание водонасыщенного сезонноталого слоя на следующее лето (2007 г.) ограничивало глубокое

протаивание. К концу теплого сезона 2008 года зафиксирована наибольшая глубина сезонного протаивания (2,2 м). Глубокое протаивание почвогрунтов сопровождалось с появлением водоносного горизонта в нижней части сезоннопротаивающего слоя. Наименьшие значения глубины сезонного протаивания отмечены в аномально сухой и аномально дождливый теплые периоды 2001 и 2003 годов. На открытом аласном лугу наблюдалась тенденция увеличения глубины

сезонного протаивания (рис.2 - а.3), что свидетельствует в целом о преобладании отепляющего влияния высокого снега при мягких зимах, обильных летних осадков на термическом режиме и глубине сезоннопротаивающего слоя. Среднее квадратическое отклонение глубины сезонного протаивания на этом типе урочища составляет $\pm 0,18$ м при коэффициенте вариации 10,1 % (таблица 1).

Таблица 1. Изменчивость глубины сезонного протаивания почвогрунтов на экспериментальных точках.

№ точки	Природно-территориальные комплексы	Глубина сезонного протаивания, м			Среднее квадратическое отклонение, м	Коэф. вариации, %	Ошибка среднего значения, м
		Средняя	Максимальная	Минимальная			
1.	Лиственничник брусничный на су-глинистых грунтах межаласного типа местности	1,08	1,25	0,95	0,08	7,41	0,02
2.	Разнотравно-злаковый луг на су-песчано-суглинистых грунтах меж-аласного типа местности	1,9	2,07	1,63	0,13	6,84	0,03
3.	Мезофитный злаково-разнотрав-ный луг на супесчано-суглинистых грунтах аласного типа местности	1,78	2,2	1,4	0,18	10,1	0,05
4.	Лиственничник арктоусово-брус-ничный на супесчано-песчаных грунтах песчано-грядового типа местности	1,42	1,57	1,3	0,1	7,04	0,03
5.	Лиственничник тонкоствольный лимнасово-брусничный на супес-чано-песчаных грунтах песчано-грядового типа местности	1,25	1,39	1,12	0,09	7,2	0,02
6.	Сосняк лишайниково-толокнянко-вый на песчаных грунтах песчано-грядового типа местности	2,16	2,3	2,03	0,08	3,9	0,02
7.	Лиственничник тонкоствольный лимнасово-брусничный на супесчано-но-песчаных грунтах склона юго-западной экспозиции крутизной 10°	1,24	1,4	1,01	0,12	9,67	0,03
8.	Лиственничник тонкоствольный с примесью березы лимнасово-толокнянковый на супесчано-пес-чаных грунтах склона северо-вос-точной экспозиции крутизной 5°	1,36	1,8	1,08	0,19	14,81	0,05
9.	Опушечная микроразона с листвен-ничным подростом разнотравным на суглинистых грунтах межгряд-во-низинного типа местности	1,23	1,57	0,85	0,21	17,07	0,05
10.	Березово-лиственничный подрост вейниково-зеленомошный на заи-ленных суглинках днища пади (мелкодолинный тип местности)	1,36	1,62	1	0,17	12,5	0,04

4. Лиственничник арктоусово-брусничный на супесчано-песчаных грунтах песчано-грядового типа местности (юго-западная сторона озера Тосоголох). Литогенную основу ландшафта составляют пески салбанской свиты плиоцена. Наибольшие глубины сезонного протаивания почвогрунтов (1,5 м и более) отмечены в теплые периоды 2004, 2006 и 2008 годов, а наименьшие – в 2001, 2003, 2005 и 2009 годах. Интенсивному протаиванию песков при сухом лете 2004 года, по всей вероятности, способствовали оптимальная влажность грунтов сезонного слоя, сохранившаяся от прошлого дождливого летнего сезона, а увеличению глубины сезонного протаивания в теплые сезоны 2006 и 2008 годов – отепляющее воздействие летних осадков. В песчаных грунтах обильные летние осадки влияют на увеличение глубины сезонного протаивания. Наименьшие глубины сезонного протаивания в песчаных грунтах связаны с холодными зимними и сухими летними

сезонами. Прослежено еле заметное уменьшение глубины сезонного протаивания (рис. 2 - б.4). За наблюдаемый период времени среднее квадратическое отклонение составило $\pm 0,10$ м при коэффициенте вариации 7,04 % (таблица).

5. Лиственничник тонкоствольный лимнасово-брусничный на супесчано-песчаных грунтах песчано-грядового типа местности (район верховья пади Тибикине). Литогенную основу ландшафта составляют те же пески салбанской свиты неогена. Поверхность занята лиственничной чащобой, заросшей на вырубке 1950-х годов, под которой грунты мало реагируют на короткопериодные изменения климата. Наибольшая глубина сезонного протаивания (1,39 м) отмечалась в теплом сезоне 2004 года. Здесь, как и в четвертой точке, интенсивному протаиванию, возможно, способствовала оптимальная влажность песков при сухом теплом сезоне. Наименьшие глубины сезонного протаивания (1,0-1,1 м) зафиксированы в теплые

сезоны 1998 и 2009 годов. На глубину сезонного протаивания почвогрунтов отрицательно сказывались предшествующие холодные зимние и сухие летние сезоны. Здесь никакого тренда изменения глубины сезонного протаивания не отмечается (рис. 2 - b.5). Среднее квадратическое отклонение временной изменчивости глубины сезонного протаивания равно $\pm 0,09$ м при коэффициенте вариации 7,2 % (таблица).

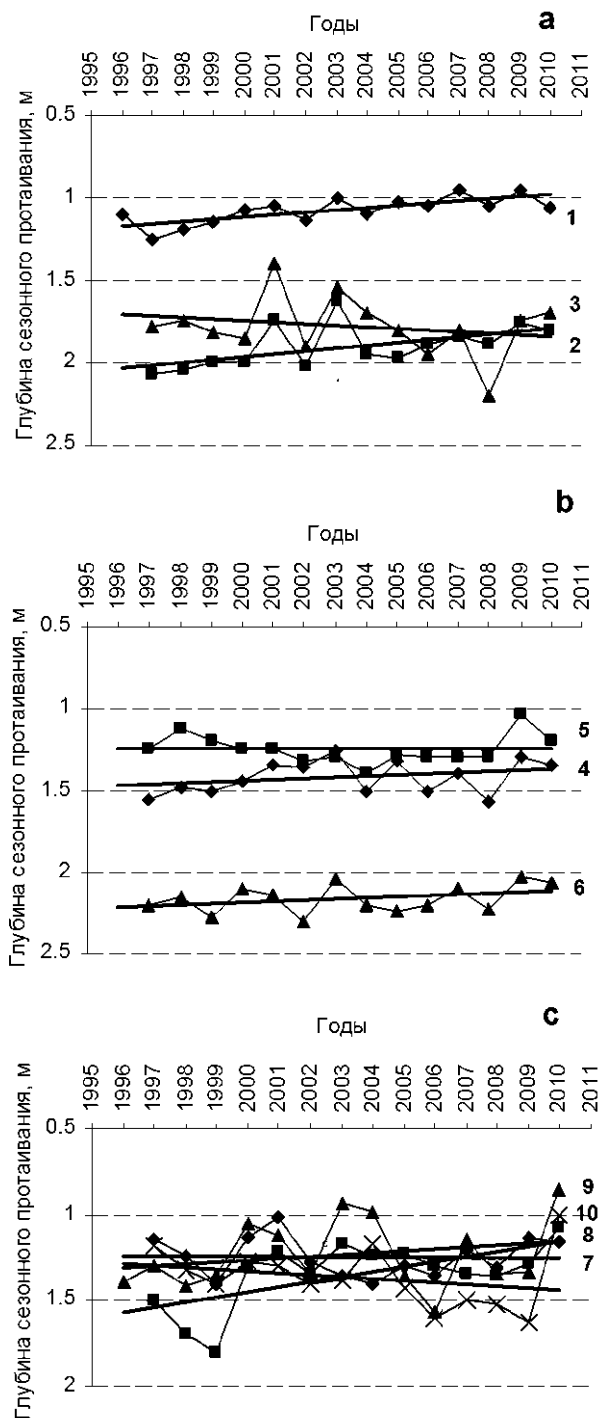


Рис.2. Динамика глубины сезонного протаивания почвогрунтов на межлассом (a,1; a,2); аласном (a,3); песчано-грядовом (b,4; b,5; b,6); склоновом (c, 7; c, 8); межгрядово-низинном (c, 9) и мелкодолинном (c, 10) типах местности.

6. Сосняк лишайниково-толокнянковый на песчаных грунтах песчано-грядового типа местности

(бровка коренного берега на правобережье Молотовской Пади). Литогенную основу ландшафта составляют верхние континентальные юрские пески, но поверхность сверху осложнена перекидными эоловыми образованиями. На данном урочище резких скачков изменения глубины сезонного протаивания не наблюдается, но отмечается тенденция уменьшения глубины сезонного протаивания (рис. 2 - b.5). Наибольшие глубины сезонного протаивания (2,23-2,3 м) отмечены при наиболее дождливых и сухих летних и с предшествующими теплыми многоснежными зимами сезонах 1999, 2002 и 2008 годов, а наименьшие (2,1-2,03 м) – при протаивании наиболее льдонасыщенных грунтов летом 2000, 2007 и 2009 годов. Среднее квадратическое отклонение глубины сезонного протаивания, равное $\pm 0,08$ м, составляет 3,9 % ее среднего значения (2,03 м) (таблица).

7. Лиственничник тонкоствольный лимнасово-брусничный на супесчано-песчаных грунтах склона (крутизна 10°), образующего левый борт долины пади Тибигине. Литогенную основу ландшафта составляют супесчано-песчаные отложения неогена. Поверхность после вырубki 1950-х годов неоднократно подвергалась лесным пожарам. До лесного пожара 2002 года произрастала лиственничная чащоба. После этого пожара напочвенный покров практически уничтожен, а древостой засох. Наибольшие значения глубины сезонного протаивания (1,3-1,4 м) на этом склоне отмечены в дождливые теплые сезоны 1999, 2006 и 2008 годов и в первые два (2003-2004) сезона после лесного пожара 2002 года, а наименьшие (1,0-1,15 м) – в 1997, 2000, 2001 и 2009 годах с сухими летними и с низкими термическими условиями предшествующих зим сезонами. В целом здесь отмечена динамика глубины сезонного протаивания – без никакого тренда (рис. 2 - c.7). Среднее квадратическое отклонение изменчивости глубины сезонного протаивания равно $\pm 0,12$ м при коэффициенте вариации 9,67 % (таблица).

8. Лиственничник тонкоствольный с примесью березы лимнасово-толокнянковый на супесчано-песчаных грунтах подножия склона (крутизна 5°), образующего правый борт долины пади Тибигине. На этой экспериментальной точке растительный покров практически не тронут пожаром 2002 года. Выявлено отмечается тенденция уменьшения глубины сезонного протаивания почвогрунтов при существующих изменениях климата (рис. 2 - c.8). Наибольшие глубины сезонного протаивания (1,5-1,8 м) зафиксированы в 1997-1999 годах и небольшие их увеличения (1,35-1,4 м) – в 2003 и 2008 годах. Наименьшее значение глубины сезонного протаивания (1,08 м) отмечено в 2010 году. Обильные летние осадки 1999 г. привели к формированию грунтовых вод в сезонноталом слое к концу сезона протаивания и льдонасыщению при его полном промерзании, отрицательно сказывались на протаивании грунтов в последующие теплые сезоны. По-видимому, в дальнейшем постоянная подпитка грунтовых вод с возвышенных поверхностей в последующих многоснежных и дождливых сезонах односторонне способствовали льдонасыщению отложений подножия склона, вследствие чего грунты

протаивали в пределах 1,2-1,3 м. Прослежена тенденция уменьшения глубины сезонного протаивания (рис. 2 - с.9). Среднее квадратическое отклонение глубины сезонного протаивания на этом типе урочища составляет $\pm 0,19$ м при коэффициенте вариации 14,81 % (таблица).

9. Опушечная микрозона с листовичным подростом разнотравным на суглинистых грунтах межгрядово-низинного типа местности. В пределах исследуемого района на стыке неогеновых, палеогеновых и юрских отложений в районе стационара «Спаская Падь» широко развит межгрядово-низинный тип местности, который подразделяется на урочища: осоково-торфяные мари, ерниковые редколесные мари, осоково-вейниковые кочкарниковые мари и периферийные ивово-березовые каемки с перемежением лесных полян. Последние подурочища (лесные поляны) с южной стороны заселяются подростом древесных пород. Именно эта опушечная микрозона (фацция) нами выбрана как девятая экспериментальная точка наблюдений. Здесь наибольшие глубины протаивания почвогрунтов (1,4 м и более) отмечены в 1998 и 2006 годах. 1997/1998 и 2005/2006 зимние сезоны были многоснежные (максимальная высота снежного покрова 39-40 см), а летние – дождливые. В эти годы эффект мягких зимних температур почвогрунтов и летних дождей явился следствием увеличения глубины сезонного протаивания. Так же как и в других ПТК, здесь дождливые теплые сезоны, особенно к осени (2003, 2006 и 2008 годы), явились следствием льдонасыщения нижней части сезонноталого слоя при промерзании, что стало помехой глубокому протаиванию почвогрунтов. Вследствие этого четко прослеживается тенденция уменьшения глубины сезонного протаивания за рассматриваемый отрезок времени (рис. 2 - с. 9). Среднее квадратическое отклонение изменчивости глубины сезонного протаивания равно $\pm 0,21$ м при коэффициенте вариации 17,07 % (таблица).

10. Березово-лиственничный подрост вейниково-зеленомошный на заиленных суглинках днища пади Тибикине (мелкодолинный тип местности). Днище пади Тибикине на исследованном отрезке ее долины врезано в песках салбанской свиты неогена на глубину 3-5 м. Растительный покров полностью подвержен пожару 2002 года. В последующие годы березово-лиственничный подрост засох, в подлеске и в напочвенном покрове появились ивовый кустарник и разнотравье. В 1999, 2003 гг. глубина сезонного протаивания увеличилась до 1,4 м с появлением водоносного горизонта, а в 2006-2009 годах наибольшие глубины (до 1,6 м) связаны с выпадением аномально большого количества жидких осадков с обводнением по всей ширине днища пади. Следует сказать, что за рассматриваемый период времени понижения в рельефе обводнялись дважды (в 2003 и 2006-2009 годах). При промерзании водоносных горизонтов сезонноталого слоя на последующие сезоны протаивания, как правило, фиксировались меньшие глубины сезонного протаивания, варьирующие в пределах 1,0-1,2 м. Но в целом дождливые теплые сезоны в течение последних

девять лет стимулировали тенденции увеличения глубины сезонного протаивания (рис. 2 - с. 10), что, по-видимому, связано с не полным промерзанием обводненного сезонноталого слоя. Среднее квадратическое отклонение глубины сезонного протаивания на этом типе урочища составляет $\pm 0,17$ м при коэффициенте вариации 12,5 % (таблица).

Заключение

За последние 15-16 лет (1996-2010 годы) на изменения современного климата глубина сезонного протаивания почвогрунтов контрастных ландшафтных комплексов Центральной Якутии реагирует по-разному. Так, из 10 исследованных урочищ в шести (точки 1, 3, 4, 6, 8 и 9) отмечена тенденция уменьшения глубины сезонного протаивания почвогрунтов, в двух (точки 2 и 10) – тенденция ее увеличения и в двух (точки 5 и 7) – не зафиксировано никакого тренда. Подобные результаты исследований ранее были получены предшественниками (Скрябин, Скачков, Варламов, 1998; Павлов, Скачков, Какунов, 2004; Павлов, 2008).

В увеличении глубины сезонного протаивания в тонкодисперсных грунтах значительную роль играют летние осадки, обеспечивающие оптимальную влажность почвогрунтов. Также глубокому протаиванию почвогрунтов способствуют предшествующие наиболее мягкие и многоснежные зимы, а также ранние дожди, дающие импульс темпу протаивания. Иссущенные и льдонасыщенные почвогрунты сезонноталого слоя, наоборот, препятствуют их глубокому протаиванию. Предшествующие холодные и малоснежные зимы, ухудшающие термический режим почвогрунтов также отрицательно сказываются на глубине сезонного протаивания, особенно в урочищах, сложенных песчаными грунтами. Высокая продуктивность травостоя в дождливые летние сезоны 2003, 2006 и 2007 годов на открытых луговых ландшафтах заметно сокращает глубину сезонного протаивания почвогрунтов.

Наибольшая изменчивость глубины сезонного протаивания отмечена в почвогрунтах склонов долин падей (тт. 7 и 8), опушечной микрозоны переходной полосы межгрядовых низин (т. 9), днища пади (т. 10) и открытых лугов аласа (т. 3) и межаласья (т. 2), где характерно среднее квадратическое отклонение от 0,12 до 0,21 м при коэффициенте вариации от 6,84 до 17,07 % их средних значений. Под брусничным лиственничником межаласья (т. 1), тонкоствольной лиственничной чащобой плоской песчаной гряды (т. 5) и лишайниково-толокнянковым сосняком песчаной гряды (т. 6) глубины сезонного протаивания менее динамичны (их среднее квадратическое отклонение равно 0,08-0,09 м при коэффициенте вариации 3,9-7,41 %) на изменения климата.

Литература

Арз А.Л. и Демченко Р.Я. 1972. Некоторые результаты многолетних наблюдений за протаиванием грунта в окрестностях Якутска: Экспериментальные исследования процессов

- теплообмена в мерзлых горных породах. Москва: Наука, 91-97. (на русском языке).
- Васильев И.С. и Аргунов Р.Н. 2005. Зависимость мощности сезонного слоя от влажности грунтов на Лено-Кенкеминском междуречье. *Криосфера Земли*. 3 (IX):10-15 (на русском языке).
- Гаврильев П.П. и Угаров И.С. 1996. Особенности функционирования мерзлотных агроландшафтов. Редакторы: В.Т. Балобаев, М.К. Гаврилова и А.Н. Федоров, *Влияние климата на мерзлотные ландшафты Центральной Якутии*. Якутск: Ассоциированный член изд-ва СО РАН, 122-136 (на русском языке).
- Гаврильев П.П., Угаров И.С. и Ефремов П.В. 1996. Криоэкологические исследования и мониторинг земельных ресурсов Якутии: *Знание - на службу нуждам Севера (Тез. докл. I Междунар. конференции Северного Форума)*. Якутск: "Северовед", 186. (на русском языке).
- Ефимов А.И. 1952. Некоторые результаты трехгодичных наблюдений за температурой грунтов в районе города Якутска: *Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике*. Москва: Изд-во АН СССР, 8-19. (на русском языке).
- Константинов П.Я., Аргунов Р.Н., Герасимов Е.Ю. и Угаров И.С. О связи глубины сезонного протаивания с межгодовой изменчивостью средней годовой температуры грунтов. *Криосфера Земли*. 3(X):15-22. (на русском языке).
- Павлов А.В. 1975. *Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР*. Якутск: Кн. изд-во, 302 с. (на русском языке).
- Павлов А.В., Скачков Ю.Б., Какунов Н.Б. 2004. Взаимосвязь между многолетними изменениями глубины сезонного протаивания грунтов и метеорологическими факторами: *Криосфера Земли* 4 (VIII). 3-11. (на русском языке).
- Павлов А.В. 2008. *Мониторинг криолитозоны*. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 229 с. (на русском языке).
- Скрябин П.Н., Варламов С.П. и Скачков Ю.Б. 1992. Оценка изменений температурного режима грунтов при нарушении природных условий: *Рациональное природопользование в криолитозоне*. Москва: Наука, 165-173. (на русском языке).
- Скрябин П.Н., Скачков Ю.Б. и Варламов С.П. 1998а. Потепление климата и мониторинг теплового состояния грунтов в Центральной Якутии: *Проблемы геофизиологии*. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 31-39. (на русском языке).
- Скрябин П.Н., Варламов С.П. и Скачков Ю.Б. 1998б. Мониторинговые исследования температурного режима грунтов в Центральной Якутии: *География и природные ресурсы*. Новосибирск, 2.: 49-55. (на русском языке).
- Соловьев П.А. 1959. *Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья*. Москва: Изд-во АН СССР. 144 с. (на русском языке).
- Турбина М.И. 1985. Сельскохозяйственное освоение ландшафтов с подземными льдами в Центральной Якутии: *Охрана природы Центральной Якутии*. Якутск, 31-42. (на русском языке).
- Федоров А.Н. 1985. Роль вырубок в развитии мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии: *Региональные и инженерные геофизиологические исследования*. Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 111-117. (на русском языке).
- Федоров А.Н., Босиков Н.П., Васильев И.С., Варламов С.П. и Самсонова В.В. 1992. Динамика мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии после техногенного воздействия: *Рациональное природопользование в криолитозоне*. Москва: Наука, 146-152. (на русском языке).
- Федоров А.Н., Максимов Т. Х., Гаврильев П.П. и др. 2006. Редакторы: М.К. Гаврилова, П.Я. Константинов, М.М. Шац, «Спаская Падь»: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 210 с. (на русском языке).
- Федоров А.Н., Васильев И.С. и Васильев А.И. Характеристика ландшафтов: «Спаская Падь»: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 45-54. (на русском языке).
- Vasiliev, I.S. & Gerasimov, E.Yu. 2001. Variability of active layer thickness, GAME study area. Central Yakutia. *Proceedings The Fifth International Study Conference on GEWEX in ASIA and GAME, Nagoya, Japan. October 3-5. Vol. 2, 440-444.*

Пыльца и споры как индикатор генезиса пластовых льдов

А.К.Васильчук, Ю.К.Васильчук

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Реферат

Сравнительное изучение остатков спор и пыльцы в подземных льдах Субарктики и наземных льдах Арктических островов проведено в целях криогенетической индикации. Показано, что компоненты характерные для палиноспектров тундр и внутригрунтовых залежеобразующих льдов практически никогда не встречаются во льду полярных ледников и в их снежном покрове. К этим компонентам относятся пыльца морошки и водных растений, плохо приспособленная для ветрового переноса, а также споры хвощей и зеленых мхов. Определены диагностические признаки палиноспектров полярных ледников.

Ключевые Слова: Ледниковые купола; палиноспектры; пластовые льды.

Введение

Пластовые залежи льдов являются одним из самых опасных криогенных явлений, влияющих на хозяйственную деятельность в пределах зоны развития многолетнемерзлых пород. Особенно это стало ощутимо в связи с активным освоением районов Крайнего Севера, которое потребовало масштабных исследований пластовых льдов и уточнения их генезиса. Несмотря на довольно высокую степень изученности, неоднократное повторение исследований, детальные криостратиграфические описания и достаточно полное аналитическое обследование, однозначная интерпретация не представляется возможной, поскольку одни и те же признаки строения и состава могут быть оценены принципиально по-разному. В общем виде альтернативность выводов сводится к дилемме: это либо внутригрунтовый, либо погребённый глетчерный лед.

Цель нашей работы – продемонстрировать новые индикационные возможности палинологического анализа, и прежде всего, локальных компонентов палиноспектров как индикаторов генезиса пластовых льдов.

Результаты исследования пыльцы и спор в подземных и наземных льдах

Палинологические исследования подземных льдов

Палинологическое изучение нескольких разнотипных залежей пластовых льдов, вскрытых в разрезах на полуостровах Ямал и Гыдан (Vasil'chuk & Vasil'chuk 2010a,b) позволило нам верифицировать выделенные признаки и оценить происхождение залежей. Исследования пластовых ледяных залежей позднеледникового возраста проведены нами в естественных обнажениях севера Западной Сибири: в низовьях и в верховье Юрибея (Ямальского), на территории Бованенковского газоконденсатного месторождения, в долине р. Танамы (Vasil'chuk et al., 1997), в устье р. Гыда. Пластовые льды на территории Бованенковского месторождения широко распространены в виде пластов, лакколлитов, штоков и

линз. Изученный разрез ледяной линзы относится к позднеплейстоценовым отложениям в останце третьей террасы. Согласно полученным нами радиоуглеродным датировкам эти пластовые льды сформировались в интервале 25-20 тыс. лет назад (Vasil'chuk et al. 2009). Текстура пластового льда горизонтально слоистая с толщиной прослоев 5–50 см и более. Слоистость льда в верхней части часто подчеркнута включениями супесей, суглинков, глин в виде слоев толщиной не более 1–10 мм. Лед чистый, прозрачный с редкими пузырьками газов округлой формы (диаметром 2–5 мм), иногда встречаются слои пузырчатого льда толщиной до 5 см. В некоторых пластах лед исключительно чистый, “хрустальный”. Встречен также слоистый лед с горизонтально ориентированными прослоями грунтов между слоями льда. Изученный пласт льда характеризуется существенными колебаниями изотопного состава. Здесь в интервале глубин от кровли пласта 0,2–0,8 м $\delta^{18}O$ варьирует более чем на 10‰: от –12,49 до –22,75‰, а δD от –91,7 до –171,9‰ (Vasil'chuk et al. 2009; Vasil'chuk 2010). Пластовый лед содержит палиноспектры, которые близки по составу к палиноспектрам типичных тундр. Палиноспектры льда характеризуются доминированием пыльцы карликовой березки, осок и спор зеленых мхов, с заметным содержанием пыльцы водных растений в основном *Sparganium* (3-4%). Единично встречена пыльца морошки. Встречена пыльца верескоцветных (2-3%). Содержание спор зеленых мхов составило 7-36%. Во льду обнаружены переотложенные дочетвертичные пыльца и споры (2-9%). Полностью отсутствует экзотическая пыльца деревьев, и даже пыльца сосны, особенно характерная для снежного покрова и льда арктических ледников, встречается единично. Концентрация пыльцы и спор в отдельных прослоях пластового льда достигает 300-1300 экз./л. Во льду встречены остатки диатомей рода *Pinnularia* и зелёных водорослей рода *Pediastrum*.

Залежь пластового льда в низовьях р. Юрибей на Ямале (Vasil'chuk 1992; Vasil'chuk & Vasil'chuk 2010a) залегает на глубине 15 м в толще темно-серых суглинков в разрезе останца казанцевской равнины. Судя по стратиграфическому положению,

эти пластовые льды сформировались более 50 тыс. лет назад.

В осевой части пласта располагается ледяное ядро трапецевидной формы шириной в нижней части 3, в верхней - 2,5 м. На контакте с этим ядром наблюдается ледогрунт, состоящий из прослоев льда мощностью до 0,5 м и суглинка мощностью 0,2-0,3 м, причем наклон слоев ледогрунта повторяет направление боковой поверхности ядра.

Состав пыльцы и спор в залежеобразующих льдах в низовьях р. Юрибей характеризуется отсутствием экзотической пыльцы термофильных древесных пород без признаков переотложения, содержание дочетвертичных переотложенных пыльцы и спор составило 10-17%. Пыльца морошки встречена единично - 1-2%. Пыльца водных растений отмечена в одном образце 2,5% в горизонтально залегающем пласте льда. Содержание пыльцы верескоцветных колеблется от 2 до 5%, содержание спор зеленых мхов от 2 до 12%, содержание спор хвощей - 1-2%. Встречены остатки диатомовых и зеленых водорослей.

В верховьях р. Юрибей, пластовые льды залегают (Vasil'chuk 2010) в суглинках в обнажении пятой террасы на глубине 21-22 м. В центральной части обнажения вскрывается ледяное и ледогрунтовое тело грушевидной формы (шириной до 3-3,5 м, высотой около 3 м), облекаемое слоями деформированных вмещающих пород. В боковой части слева в согласном залегании с почти субвертикальными слоями вмещающих отложений залегает пласт горизонтально-слоистого льда шириной до 2,5 м, высотой около 3 м. Характерной деталью, установленной И.Д. Даниловым (1990), является существенно более бедный состав мелководной микрофауны фораминифер в суглинках по сравнению с песчаной толщей, что вероятно отражает процесс обмеления морского бассейна во время накопления песчаной пачки.

В горизонтально-слоистой ледяной залежи, вскрытой в верховьях р. Юрибей, экзотической пыльцы термофильных древесных пород без признаков переотложения не обнаружено. Пыльца хвойных отмечена в значительных количествах. При этом довольно высоко содержание пыльцы ели (11-17%), а также пыльцы кедра сибирского (оно составляет 8-31%). Дочетвертичные переотложенные пыльца и споры встречаются в соотношении 2-4%. Пыльца морошки отмечена единично. Пыльца водных растений встречена в двух нижних образцах (1-3%). Содержание пыльцы верескоцветных составило 5-32%. Споры зеленых мхов отмечены в двух верхних образцах, их содержание не превышает 2%. Споры хвощей встречаются единично. Палиноспектры исследованной ледяной залежи несут признаки неглетчерного происхождения, однако их состав не противоречит возможному захоронению местной припайной льдины.

В разрезе низкой террасы в устье р. Гыда в интервале 1,40-7,0 м залегают четыре яруса линзовидных пластов льда в слоистой толще опесчаненной темно-серой супеси и аллохтонного

коричневого торфа. линзы и пласты льда мощностью 0,3-0,4 м, длиной 6-8 м (Vasil'chuk 1992; A.Vasil'chuk 2005). Пласты льда приурочены к оторфованным отложениям. Наряду с пластами льда отмечены сингенетические повторно-жильные льды. Узкие (до 1 м шириной) повторно-жильные льды высотой 7 метров рассекают линзы пластового льда. Пласты льда и оторфованной супеси справа от ледяной жилы залегают горизонтально, а слева - под углом около 20 градусов.

Данный разрез очень сложен для датирования. Здесь практически ни одна датировка не является достоверной. Это связано как с наличием аллохтонной органики, так и со сложной историей формирования отложений террасы. Согласно палинологической верификации полученных ^{14}C датировок ледяные пласты сформировались в интервале 10-13 тыс. лет назад. Палиноспектры в линзах льда (Vasil'chuk 2007) характеризуются соотношением близким к характеристике палиноспектров арктических и гипоарктических тундр.

В составе палиноспектров самого нижнего пласта льда, который характеризуется очень низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (-30,1‰; -34,3‰), в основном преобладают споры зеленых мхов (22-27%), пыльца полярной ивы составляет 4-14%, пыльца разнотравья - 1-16%. Сами льды, безусловно, являются внутригрунтовыми, чему не противоречит ни их изотопный состав (Vasil'chuk 1992), ни состав пыльцы и спор.

В течение нескольких лет японские исследователи изучали пластовую залежь в дельте р. Маккензи, в 4,5 км к юго-западу от г. Тактояттак на северо-западе Канады (Fujino & Sato 1986; Fujino et al. 1988). Полученная ими палинологическая характеристика залежеобразующих льдов отличается от полученных нами палиноспектров по льдам Ямала. Во льду пластовой залежи в дельте р. Маккензи в очень высокой концентрации содержатся дочетвертичные пыльца и споры. Они имеют характерный желто-коричневый оттенок и легко выделяются. Наиболее высокая концентрация пыльцы и спор отмечена в визуально выделяемых прослоях льда, содержащих примесь серой супеси. Это почти исключительно переотложенные дочетвертичные формы (содержание переотложенных дочетвертичных форм составляет 95-99%). Вмещающие отложения напротив, характеризуются четвертичными палиноспектрами, с невысоким содержанием пыльцы хвойных: *Betula sp.* - 48%, *Alnus sp.* - 38%, *Picea sp.* - 4%, *Pinus sp.* - 1%, *Carpinus sp.* - 1%, *Ericaceae* - 16%. Переотложенные формы отсутствуют. К.Фуджино и С.Сато (Fujino & Sato 1986) пришли к выводу, что четвертичная пыльца попала в лёд не из вмещающих пласт отложений и предположили, что исследованный пласт - это ледяная залежь инъекционного типа. Имеется лишь два, но хорошо выраженных признака, свидетельствующих о неледниковом происхождении ледяной залежи: это переотложенная дочетвертичная пыльца в высокой концентрации и отсутствие пыльцы

термофильных древесных пород. Отметим, что колебания изотопного состава сходны с колебаниями, полученными нами для ледяных пластов в разрезе третьей террасы в районе Бованенково.

Палинологические данные по наземным льдам и палиноиндикаторы

Для уверенной индикации генезиса подземных льдов, а точнее их глетчерного и неглетчерного происхождения, нам представляется рациональным рассмотреть палиноспектры арктических ледников как возможные аналоги льдов заведомо глетчерной природы. Особенно важно выделить те элементы палиноспектров льда и снега ледниковых арктических куполов, которые либо непременно должны встречаться в подземных льдах погребенного глетчерного типа, либо обязательно должны отсутствовать в подземных льдах неглетчерного происхождения.

Для выявления палинологических признаков неглетчерной природы ледяных залежей мы изучили состав палиноспектров снежного покрова тундры и арктических ледников и выделили те особенности палиноспектров, которые могут указывать на глетчерное происхождение льда.

Дж. Буржуа (Bourgeois 1990, 2000), проанализировав состав пыльцы и спор в снежном покрове и ледяных куполах Канадской и Российской Арктики, пришла к выводу, что структура палиноспектров арктических ледников определяется, прежде всего, особенностями циркуляции воздуха над ледниками. Как правило, в составе палиноспектров льда ледников и снежного покрова выделяются группы дальнезаносных (экзотических) и региональных компонентов. Разделение палиноспектров на группы несколько условно, поскольку, во-первых, арктические ледники расположены на расстоянии более тысячи километров от границы леса и, строго говоря, более 95% пыльцы и спор перенесены на огромное расстояние, а, следовательно, являются дальнезаносными (Vasil'chuk 2007). Среди них, выделяется группа дальнезаносной экзотической пыльцы термофильных древесных пород и группа, региональной пыльцы растений северной тайги и тундры. В снежном покрове и во льду ледниковых куполов Девон на о. Девон и Агассиса на о. Элсмир обнаружены главным образом дальнезаносные экзотические пыльца и споры. Это объясняется тем, что они подвержены воздействию воздушных масс, перемещающихся с юга на север. В снегу этих полярных ледников содержание экзотической дальнезаносной пыльцы *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus*, и *Ulmus*, *Populus*, *Abies* колеблется от 3 до 23% (Bourgeois 1990, 2000; Bourgeois et al. 2000). Во льду ледникового щита Гренландии тоже встречена пыльца *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus*, и *Ulmus*, содержание экзотической пыльцы в гренландском льду составляет 10-12% (Fredskild & Wagner 1974). Следовательно, наличие в палиноспектрах льдов

экзотической пыльцы термофильных растений без признаков размыва и переотложения в водной среде, может свидетельствовать в пользу глетчерного происхождения ледяной залежи (табл.1) Установлено, что содержание современной экзотической пыльцы для субфоссильных палиноспектров тундр составляет менее 1 пыльцевого зерна на тысячу подсчитанных зерен (Vasil'chuk 2005).

В палиноспектрах льда и снега полярных ледников пыльца верескоцветных растений встречается крайне редко. Её количество в среднем составляет примерно 2 пыльцевых зерна на 1 тыс. подсчитанных зерен; её максимальное содержание не более 1-2%. Для тундровых палиноспектров – это обычный компонент, во многих случаях, доминантный (Vasil'chuk 2005). Поэтому, заметное участие в палиноспектрах пыльцы верескоцветных может указывать на неглетчерное происхождение льда.

Ещё один важный индикатор – споры зелёных мхов. Они не встречены в ледниках Арктических куполов (Bourgeois 1990, 2000; Bourgeois et al. 2000) и также не обнаружены даже на ледниках Полярного Урала. Во льду и снежном покрове ледников ИГАН и Олений на Полярном Урале (Сурова 1982), отсутствуют споры зелёных мхов и пыльца лиственницы, несмотря на то, что эти растения участвуют в фитоценозах, окружающих ледники. В палиноспектрах из снежника в районе пос. Полярный (Полярный Урал) в небольших количествах (1-3%) нами отмечена пыльца *Poaceae*, *Cyperaceae* и споры *Polypodiaceae*, которые не встречены в палиноспектрах льда небольшого карового ледника, расположенного поблизости (Васильчук, Васильчук, 2010). В его палиноспектрах отмечено более заметное по сравнению с палиноспектрами из снежника содержание пыльцы *Pinus sylvestris* (26-36%), *P. sibirica* (9-16%), *Betula* sect. *Nanae* (8-11%), а также спор сфагновых мхов (18-26%); содержание пыльцы верескоцветных во льду не превышает 1%. Споры зелёных мхов и хвощей в палиноспектрах как снега, так и льда не обнаружены (А. Vasil'chuk 2005; Yu. Vasil'chuk et al. 2009). Важным индикатором является пыльца гидрофильных растений. Дж. Буржуа (Bourgeois 1990, 2000; Bourgeois et al. 1985, 2000) установлено, что пыльца гидрофитов *Potamogeton*, *Sparganium* и *Typha* встречается исключительно редко, по нашей оценке менее 1 пыльцевого зерна на 1 тыс. подсчитанных зерен. Следовательно, наличие пыльцы гидрофильных растений, пыльца которых переносится преимущественно водой, можно считать признаком, указывающим на неглетчерное происхождение льда.

К этому списку можно добавить еще и споры хвощей, которые не встречены в составе палиноспектров ледников; в палиноспектрах тундровой зоны они встречаются в среднем в количестве 1-4%. Низкое содержание пыльцы гидрофильных растений во льду и снежном покрове ледников связано с тем, что пыльца и споры растений гидрофилов практически не имеют приспособлений для переноса по воздуху, зато они вполне приспособлены для переноса в водной

среде.

Суммируя, отметим, что во льду и снежном покрове практически не встречается ряд компонентов, характерных для палиноспектров тундр (см. табл. 1). Это пыльца морошки, пыльца водных растений, которая плохо приспособлена для ветрового переноса, споры хвощей и зеленых мхов. Содержание пыльцы

верескоцветных в снеге на ледниках гораздо ниже, чем в тундровых палиноспектрах. Для палиноспектров ледников характерно доминирование дальнезаносной пыльцы *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Populus*, *Abies* и *Juniperus*, *Artemisia*, *Ambrosia*.

Таблица 1. Сопоставление встречаемости отдельных компонентов палиноспектров в полярных ледниковых шапках и пластовых льдах Канадской и Российской Арктики

Компоненты палиноспектров	Разрезы с пластовыми льдами					Ледниковые полярные шапки					
	Устье р. Гыда	Бованенково	Верховья р. Юрибей, (Ямал)	Низовья р. Юрибей (Ямал)	Устье р. Маккензи	Купол Академии наук, о. Комсомолец	Ледник ИГАН, Полярный Урал	Купол Девон, о. Девон	Купол Агассиса о. Элсмир	Купол Книгива о. Элсмир	Купол Пенни, о. Баффинова Земля
Exotic (far transported) pollen	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	+	+	++	++	Не обн.	+
<i>Rubus chamaemorus</i>	+	+	+	+	Нет данных	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
<i>Aquiherbosa Pollen</i>	+	+	+	+	Нет данных	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
<i>Ericaceae</i>	+	+	+	+	Нет данных	Не обн.	Не обн.	Не обн.	+	Не обн.	+
<i>Bryales</i>	++ +	++	++	++	Нет данных	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
<i>Equisetum sp.</i>	+	++	++	+	Нет данных	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
<i>Pencontemporaneous pollen and spores</i>	+	++	++	++	+++	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Diatoms	+	+	+	+	Нет данных	Нет данн х	Нет данн х	Нет данн х	Нет данн х	Нет данн х	Нет данн х

Примечание: + – встречается в количестве 0,1-10%; ++ – встречается в количестве 10-20%; +++ – встречается в количестве более 20% от общей суммы подсчитанных зерен

В тундровых палиноспектрах, в том числе, в палиноспектрах снежников, речных и морских льдин среди дальнезаносной пыльцы очень редко отмечается экзотическая пыльца термофильных древесных пород, (не более одного пыльцевого зерна на тысячу подсчитанных зерен). Гораздо чаще экзотическую пыльцу в четвертичных отложениях Ямала можно встретить в переотложенном состоянии. В качестве типичного примера приведем состав палиноспектров в снежнике на пляже Карского моря в зоне гипоарктических тундр, где, несмотря на довольно высокое содержание дальнезаносной пыльцы хвойных (11%), доминирует пыльца верескоцветных (25-30%), региональная пыльца злаков и осок (19-30%), а также разнотравья (9-15%). Среди спор в снежниках на пляже и на поверхности морских льдин доминируют споры зеленых мхов (10-27%). Содержание переотложенных форм невелико, оно составляет 1-3%.

Анализ состава палиноспектров выделенных с поверхности морского льда и льда Обской губы продемонстрировал близость состава палиноспектров снежников и припайных льдин. Очевидно, что палиноспектры с поверхности морских льдин и снежников гораздо ближе по составу к

субфосильным палиноспектрам с поверхности почв, чем палиноспектры арктических ледников.

Все перечисленные признаки, фиксируются в палиноспектрах далеко не всегда. Поэтому разделение пластовых льдов на основе состава палиноспектров требует дальнейшей детализации, так как перечисленные особенности спектров могут быть ретушированы низкой концентрацией пыльцы и спор. Здесь нам хотелось продемонстрировать принципиальную возможность такого разделения и полезность детального анализа палиноспектров для криогенетических исследований пластовых льдов.

Различия процессов формирования льда (по Khimenkov & Brushkov 2006): 1) захоронения воды в твердой фазе; 2) промерзания свободной воды; 3) промерзания рыхлосвязанной воды; обуславливают и различия в составе спорово-пыльцевых спектров. Проанализировав пыльцу и споры в этих трёх видах льдов мы получили следующие выводы:

1) В захороненном льду преобладают дальнезаносные пыльца и споры, поскольку образование поверхностного льда морей, озёр, рек или же льда и снежного покрова, как правило, происходит в зимний сезон, когда вероятность попадания пыльцы местных растений на поверхность

льдины или снега невелика. В пределах арктических ледниковых куполов попадание пыльцы и спор местных растений избирательно и определяется особенностями локальной циркуляции, более того, в этом случае сложно провести границу между локальными и региональными компонентами.

2) В инъекционном льду часто присутствуют переотложенные пыльца и споры из нижележащих толщ, в нём чаще, чем в других видах льда встречаются мезозойские и палеозойские пыльца и споры.

3) В сегрегационном льду отмечается большое сходство спектров льда со спектрами из вмещающих лёд отложений. Часто можно фиксировать наличие пыльцы разных видов, но одной размерности в результате инфильтрационного просеивания пыльцевых зёрен и спор при миграции влаги через грунт.

В заключение отметим два новых, но достаточно важных момента, которые следует учитывать при изучении органических остатков в подземных льдах. Во-первых, возможный привнос органики в трещины придонной части базального льда выводных ледников и, во-вторых, накопление микрочастиц органики в криоконитовых стаканах.

П.Найт, исследуя базальные слои глетчерного льда, отметил, что в придонных частях ледников могут формироваться микротрещины (Knight 1997) по которым из подстилающих отложений в лёд могут проникать тонкие частицы грунта и, вероятно, среди них могут встречаться пыльца и споры, однако в этом случае очевидно лёд будет сильно загрязнённым и сильно дислоцированным, а его палиноспектры будут производными палиноспектров подстилающих отложений.

Выводы

Многолетние палинологические исследования подземных залежеобразующих льдов позволили выделить несколько характерных особенностей их палиноспектров:

а) пыльца и споры содержатся практически во всех разновидностях залежеобразующих подземных льдов, их концентрация колеблется в пределах 50-1500 экземпляров в 1 кг льда или в 1 л расплава льда;

б) в большинстве пластовых залежей выявлены палиноспектры с характеристиками, близкими к характеристике субфоссильных тундровых палиноспектров, с преобладанием пыльцы карликовой березки, верескоцветных, спор зеленых мхов;

в) в пластовых залежах льдов часто можно встретить дочетвертичные палиноморфы кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста, переотложенные из более древних отложений;

г) в большинстве исследованных пластовых залежей обнаружены пыльца гидрофильных растений, таких как рдест, ежеголовник, рогоз, а также споры хвощей и остатки пресноводных диатомовых и зеленых водорослей, что свидетельствует о неглетчерном происхождении изученных льдов.

В общем виде полученные результаты свидетельствуют, что для палиноспектров залежеобразующих льдов неглетчерного происхождения характерно: 1) отсутствие пыльцы экзотических термофильных видов *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Populus*, *Tilia*, *Abies*, находящихся в первичном залегании; 2) присутствие пыльцы морозики, пыльцы гидрофильных видов, спор зеленых мхов и хвощей; 3) присутствие переотложенных пыльцы и спор.

Это даёт возможность уверенно идентифицировать подземные льды неглетчерного происхождения.

Литература

- Данилов, И.Д. Подземные льды. – М.: Недра, 1990, 140 с.
- Сузова, Т.Г. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры зон малого и большого снегонакопления на Полярном Урале. Материалы гляциологических исследований, вып.45, 1982, 130 – 136.
- Bourgeois, J.C. Seasonal and annual variation of pollen content in the snow of a Canadian High Arctic ice cap. *Boreas*. 1990. Vol. 19. N4. 313 – 322.
- Bourgeois, J.C. Seasonal and interannual pollen variability in snow layers of arctic ice caps. *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2000, Vol. 108, Iss. 1-2, 17 – 36.
- Bourgeois, J.C., Koerner R.M., Alt B.T. 1985 Airborne pollen: a unique air mass tracer, its influx to the Canadian High Arctic *Annals of Glaciology*, Vol. 7, . 109 – 116.
- Bourgeois, J.C., Koerner, R.M., Gajewski, K., Fisher, D.A. A Holocene ice-core pollen record from Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Quaternary Research*. 2000, Vol. 54, N2, 275 – 283.
- Fredskild, B., Wagner P. Pollen and fragments of plant tissue in the core samples from the Greenland Ice Cap. *Boreas* 1974, Vol. 3, N3, 105 – 108.
- Fujino, K., Sato, S. Stratigraphic analyses of the massive ground ice body in Tuktoyaktuk, Mackenzie Delta, N.W.T., Canada. Characteristics of the Massive Ground Ice Body in the Western Canadian Arctic related to paleoclimatology 1984–1985. Ed. K.Fujino. The Institute of Low Temperature Science. Hokkaido University publ. 1986, 9 – 36.
- Fujino, K., Sato S., Matsuda, K., Sasa, G., Shimisu, O., Kato, K Characteristics of ground ice body in the Western Canadian Arctic(II). *Permafrost Fifth International Conference. Proceedings*. Vol. 1. Trondheim. Norway Trondheim: Tapir Publishers. 1988. 143-147.
- Khimenkov, A.N., Brushkov, A.V. 2006. Introduction to the structural geocryology. Moscow. Nauka Publ. House. 279 p. (in Russian).
- Knight, P.G. The basal ice layer of glaciers and ice sheets. *Quaternary Science Reviews*. 1997, Vol. 16, Iss. 9, 975-993.
- Vasil'chuk, A.C. 2005. Pollen spectra formation features in permafrost areas of Russia. Moscow. Moscow State University Press. 245 p. (in Russian).

- Vasil'chuk, A.C. 2007. Palynology and chronology of polygonal ice wedge complexes in Russian permafrost area Moscow. Moscow State University Press. 488 p. (in Russian).
- Vasil'chuk, Yu.K. 1992. Oxygen Isotope composition of ground Ice (Application to paleogeocryological reconstruction). Department of theoretical problems the Russian Academy of Sciences. Moscow State University, PNIIS. In 2 volumes. Vol. 1. – 420 p. Vol. 2 – 264 p. (in Russian).
- Vasil'chuk, Yu.K. 2010. Massive ice of Bovanenkovo gas-condensate field (The Central Yamal Peninsula). Engineering Geology. N3. 50 – 67 (in Russian).
- Vasil'chuk, Yu.K., Vasil'chuk, A.C., Budantseva, N.A., Chizhova, Ju.N., Papesch, W., Podborny, Ye.Ye., Sulerzhitsky, L.D. 2009. Oxygen Isotope and Deuterium Indication of the Origin and ^{14}C Age of the Massive Ice, Bovanenkovo, Central Yamal Peninsula. Transactions (Doklady) of Russian Academy of Sciences, Earth Sciences. 429: 1326 – 1332.
- Vasil'chuk, Yu.K., Vasil'chuk, A.C. 1997. Radiocarbon dating and oxygen isotope variations in Late Pleistocene syngenetic ice-wedges, northern Siberia. Permafrost and Periglacial Processes. Vol. 8, N3, 335 – 345.
- Vasil'chuk, A.C., Vasil'chuk, Yu.K. 2010a. Local pollen spectra as a new criterion for nonglacial origin of massive ice. Transactions (Doklady) of Russian Academy of Sciences, Earth Sciences. Vol. 433. Part 1. 985 – 990.
- Vasil'chuk, A.C., Vasil'chuk, Yu.K. 2010b. Comparison of pollen spectra of massive and glacial ices for cryogenetic indication. Earth's Cryosphere, Vol. 14. N 3. 15 – 28 (in Russian).

Классификация пластовых ледяных залежей

Ю.К.Васильчук

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Реферат

Предложена новая классификация пластовых ледяных залежей. В систематику пластовых залежей введены две новых категории: гомогенные и гетерогенные пластовые залежи. К гомогенным пластовым ледяным залежам отнесены те, генезис, состав и свойства которых сходны во всех изученных частях комплекса. К гетерогенным пластовым ледяным залежам отнесены те, генезис, состав и свойства которых меняются по разрезу и которые состоят из двух и более гомогенных залежей или сочетаний гомогенных ледяных залежей.

Ключевые Слова: Автохтонные; аллохтонные; гетерогенные; гомогенные; пластовые льды

Введение

Обычно при исследовании пластовых ледяных залежей определяется главный фактор их формирования и в соответствии с ним пластовые льды принято определять как сегрегационные, инъекционные, повторно-инъекционные, погребённые ледниковые и т.п. (Гасанов, 1969; Втюрин, 1975; Mackay 1972, 1973; Pollard & Dallimore 1988; Rampton 1988; Zhestkova & Shur 1978).

Б.И.Втюрин (1975) отдаёт предпочтение сегрегационному типу льдообразования: “Сегрегационный тип залежей формируется в результате локального, более интенсивного развития сегрегационного льдообразования... Мощность залежей определяется запасами влаги в грунте и соотношением интенсивности промерзания и скорости подтока влаги. Если первая часто превышает вторую, образуется серия маломощных пластов (с увеличением мощности по мере увеличения глубины залегания вследствие выравнивания условий). Если возможная скорость подтока влаги больше интенсивности промерзания пород, мощность пластовых залежей определяется запасами влаги в грунте и временем льдообразования. Наиболее благоприятные условия для образования крупных пластовых залежей сегрегационного льда – близ контакта глинистых пород с водоносными крупнозернистыми отложениями в подошве, содержащими большие запасы свободной воды, способной трансформироваться в слабо связанную” (Втюрин 1975).

Г.Хольмсен (Holmsen 1914) выдвинул инфильтрационно-сегрегационную гипотезу генезиса пластовых залежей льда, полагая, что формирование мощных (до 15 м) пластовых залежей подземного льда связано с инфильтрацией поверхностных вод через сезонноталый грунт и с намерзанием их сверху.

Ш.Ш.Гасанов (1969, с. 137) считал основным фактором льдообразования инъекцию воды и в

генетическую классификацию инъекционных льдов он внёс: сезонный инъекционный лед, многосезонный инъекционный лед (перелеток), собственно инъекционный лед, повторно-инъекционный лед и гидралакколиты.

Дж.Р.Маккай (Mackay, 1972, 1973) предположил, что механизм инъекции и сегрегации воды в закрытых условиях, который широко применяются для объяснения роста пинго, может быть применим и к механизму формирования пластового льда.

Г.И.Дубиков подразделил пласты льда на три основных генетических типа: инъекционные, сегрегационные и инъекционно-сегрегационные. По характеру залегания Г.И.Дубиков (Dubikov 2002, с. 220) выделил: залежи с согласным по отношению к вмещающим породам залеганием (второй и редко - первый типы) и залежи с несогласным по отношению к вмещающим породам залеганием (первый и третий типы). По составу он различает: залежи массивного льда, пузырчатого или стекловатого (первый, редко - второй типы); залежи однородного ледогрунта (второй, редко - первый типы); залежи, состоящие из массивного льда и льда, содержащего примесь грунта (второй и третий типы) и залежи, состоящие из массивного льда, льда с примесью грунта и ледогрунта (второй и третий типы). По строению пластовые залежи льда по Г.И.Дубикову делятся на: простые (первый, редко - второй типы) и сложные (третий, второй типы).

Новая систематика пластовых залежей

В условиях промерзания и формирования пластовых льдов заложена неоднородность генетической принадлежности как разных частей ледяного пласта, так и сочетания пластов льда в разрезах. Трудно себе представить, например захоронение припайного льда на берегу озера или моря без образования во вмещающих отложениях шлиров и линз сегрегационного льда, а в отдельных

случаях и пластов льда сегрегационного типа уже на первой стадии промерзания отложений, вмещающих захороненную залежь, если под залежью залегают водонасыщенные породы, то после того как они начинают промерзать сверху и снизу образуется замкнутый талик, дальнейшее промерзание которого приведёт к интрузии воды

или суспензии вверх или в стороны с образованием инъекционного льда.

Мы предлагаем в систематику пластовых залежей ввести две новых категории: гомогенные и гетерогенные пластовые залежи (рис. 1).

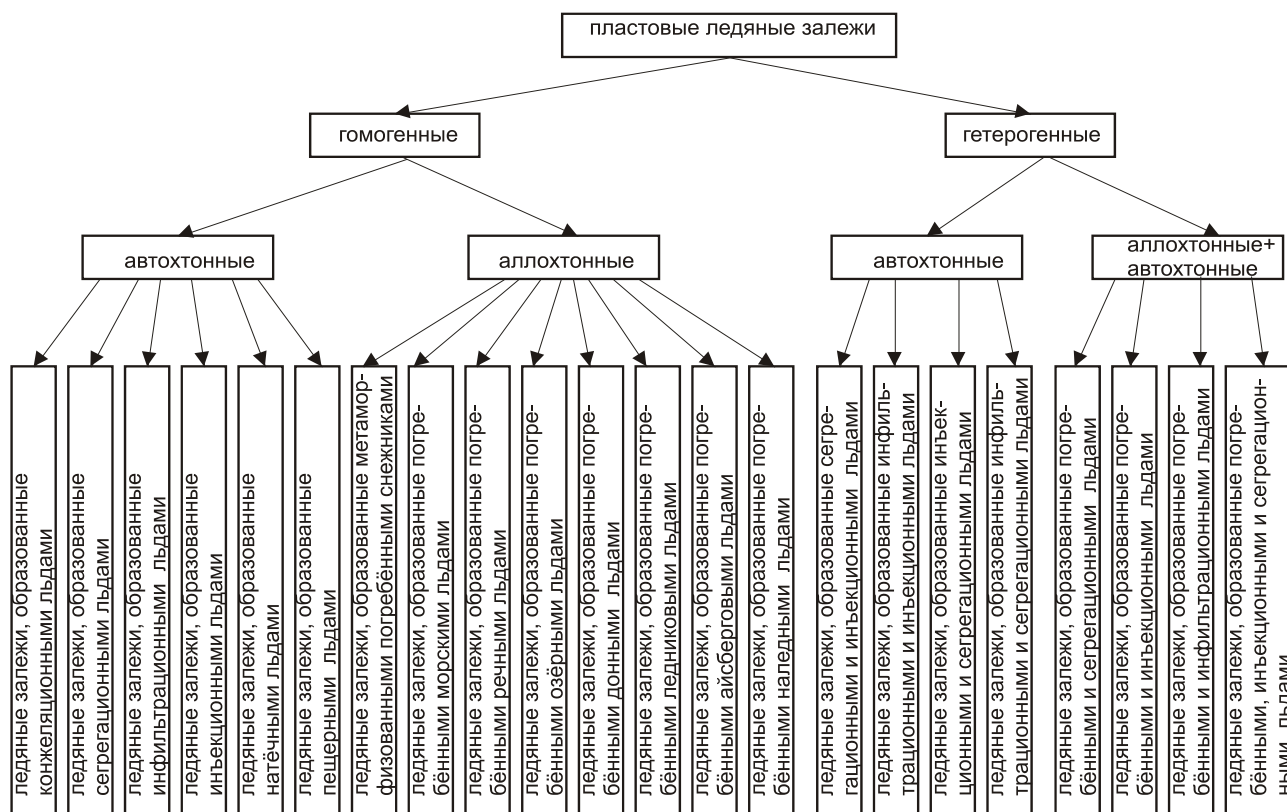


Рис. 1. Классификация пластовых ледяных залежей, с учётом их гомогенной и гетерогенной природы

К гомогенным пластовым ледяным залежам относятся те, генезис, состав и свойства которых сходны во всех изученных частях комплекса.

К гетерогенным пластовым ледяным залежам относятся те, генезис, состав и свойства которых меняются по разрезу и которые состоят из двух и более гомогенных пластовых льдов залежей или сочетаний гомогенных ледяных пластов (Vasil'chuk 2011).

К гетерогенным пластовым ледяным залежам относятся те, генезис, состав и свойства которых меняются по разрезу и которые состоят из двух и более гомогенных пластовых льдов залежей или сочетаний гомогенных ледяных пластов.

Гомогенные пластовые ледяные залежи

Гомогенные пластовые ледяные залежи обычно отличаются сравнительно небольшими размерами (не более чем первые метры в высоту и не более 20-30 м в ширину). Чаще всего они встречаются как единичные пласты, реже как совокупность пластов одинакового генезиса.

В обнажении **гомогенного автохтонного комплекса ледяных пластов в разрезе первой**

террасы р.Гыда, вскрыты 4 линзы внутригрунтового льда сегрегационного (или инфильтрационно-сегрегационного) генезиса (Vasil'chuk 2011).

В обнажении отмечено четыре яруса линзовидных пластовых льдов вертикальной мощностью до 0,3–0,4 м, длиной 6–8 м. Пласты льда внешне очень сходны, сложены прозрачным льдом, они, как правило, приурочены к оторфованным сериям. Особенности строения ледяных пластов и их согласное седиментационной слоистости залегание позволяют считать их внутригрунтовыми образованиями, возникшими синхронно накоплению и промерзанию толщ; наиболее вероятен их инфильтрационный или сегрегационный генезис. Широкий диапазон колебаний $\delta^{18}\text{O}$ в этих пластах (от $-33,8$ до $-16,2\text{‰}$) указывает на промерзание в условиях закрытой системы с незначительным подтоком воды извне. Такой широкий диапазон вариаций содержания тяжёлого кислорода свидетельствует об очень существенном криогенном фракционировании при промерзании вод, средний состав которых был близок к -20‰ . Это могло происходить только в условиях промерзания в закрытой системе, когда вначале формировался изотопически более тяжёлый лёд

(имеющий значения $\delta^{18}\text{O}$ около -16 и -18‰), а оставшаяся вода имела значения $\delta^{18}\text{O}$ около -22‰ . Её частичное промерзание приводило уже образованию льда со значениями $\delta^{18}\text{O}$ около -20‰ , а оставшаяся вода имела значения $\delta^{18}\text{O}$ около -24 , -25‰ . Неоднократное вымораживание этой воды и обеспечило такие экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ около -34‰ в последних порциях вымороженной воды. Низкие средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в этих пластовых льдах (около -20‰), указывают на суровые (суровее современных) условия формирования пластов. Наряду с линзами льда в обнажении отмечены сингенетические повторно-жильные льды, их общая длина превышает 4,5 м. Время аккумуляции толщи, образования пластов льда и сингенетических жил в ней, судя по радиоуглеродным датам не древнее 14–11 тыс. лет назад (Vasil'chuk 1992).

Гомогенными могут естественно быть не только автохтонные, но и аллохтонные пластовые льды в многолетнемёрзлых породах. Сравнительно небольшая **гомогенная ледяная залежь, погребенного (аллохтонного) типа, в среднем течении Танама**, встречена нами в отложениях казанцевской свиты в урочище Оленьи рога. На глубине 16,5 м от поверхности вскрывается пластовое ледяное тело видимой мощностью более 2 м, шириной в основании более 3 м. Текстура пласта сложная, наблюдаются две вертикальные “дайки” (шириной до 3 см), состоящие из светло-серой супеси, пересекающие весь ледяной пласт до сходной с ними по составу подстилающей породы. В верхней части правой “дайки” обнаружен валунчик диаметром более 3 см. Во льду отмечены также горизонтальные “дайки”, сложенные песком. Наличие разнонаправленных слоев грунта во льду может свидетельствовать о возникновении трещин после образования льда, по которым могла происходить интрузия влагонасыщенных пластичных подстилающих грунтов. Возможно, эти трещины возникали в результате движения ледяного пласта по водонасыщенному грунту или в прибрежной зоне моря. На морской генезис вмещающих пласт глин, в частности, указывают найденные в них “*in situ*” крупные раковины мелких форм гастропод и пелиципод. Химический состав пласта сходен с составом современных припайных льдов Карского моря, – величина минерализации в нем достигает 194–390 мг/л, причем преобладают в нем сульфаты (45–178 мг/л) и хлориды (36–51 мг/л), характерные для морских льдов (Васильчук и др. 1986).

Относительно небольшое обнажение **гомогенной залежи автохтонных пластовых льдов** районе пос.Харасавэй изучено автором в 1981 г. на западе Ямала (Васильчук 2006) в толще второй морской террасы. Здесь вскрыто пластовое ледяное тело, вертикальной мощностью более 1,5 м, простираемым по горизонтали – 10–15 м. Особенности состава льда и отложений, а также характер взаимоотношения льда и вмещающих пород привели нас к выводу о внутригрунтовым преимущественно инъекционным происхождением данного ледяного образования. Залежи здесь сравнительно небольшого размера, как по вертикали, так и по горизонтали. Эта особенность

вообще присуща гомогенным ледяным залежам, гетерогенные ледяные залежи обычно значительно крупнее.

Гетерогенные пластовые ледяные залежи

Гетерогенные пластовые ледяные залежи, как правило крупнее, хотя, иногда, они конечно они могут быть и небольшими (ещё чаще в обнажениях вскрываются лишь небольшие фрагменты гетерогенных ледяных залежей).

Относительно небольшой фрагмент **гетерогенной пластовой залежи в верхнем течении р.Юрибей** изучен автором в 1977 г. в обнажении казанцевской равнины на Ямале, где вскрыты 2 ледяных пласта, один из которых погребённый, а второй инъекционный (Vasil'chuk 2011).

В этом массиве в верхней части обнажения вскрыты дислоцированные слоистые пески коричневые и охристо-желтые общей мощностью до 10 м. Под ними по крутопадающему (близкому к субвертикальному) контакту располагаются темно-серые тяжелые суглинки мощностью 10–11 м. В верхней части они слегка опесчаненные, имеют массивную криогенную текстуру, которая сменяется в нижней части на слоистую. В этих суглинках залегают два “пласта” льда. Первый из них имеет видимые размеры 2,5х4 м. Он залегают субвертикально, нижний его конец закрыт осыпью. На контакте его с вмещающими суглинками верхнего слоя наблюдается прослой мелкого частослоистого песка темно-серого цвета; мощность прослоя 0,1 м. Слоистость суглинистых пород, непосредственно контактирующих с этим пластом горизонтальная, без следов деформаций и смятия, ориентирована согласно направлению длинной оси пласта. На некотором удалении от него суглинки сильно дислоцированы, смяты в антиклинальную складку. Пласт слоистый, в нём выделяется два вида текстуры льда. Верхняя часть пласта мощностью 2 м состоит из белого льда с большим количеством пузырьков воздуха, нижняя часть — из прозрачного льда. Второй пласт льда вскрывается в 5 м выше по течению (справа от первого) и на 0,6–0,8 м ниже первого. По форме в обнажившемся срезе он напоминает перевёрнутую грушу (или гриб). Слои вмещающей породы над ним сильно деформированы, особенно в апикальной части, где наблюдаются разрывные нарушения – это пласт инъекционного генезиса, причем он сформировался несколько позже первого пласта.

В образцах, отобранных из вмещающих отложений и первого из описанных пластов, проанализированы состав фораминифер и спорово-пыльцевых остатков. Первые обнаружены в верхней части суглинистой пачки и в перекрывающих песчаных отложениях. Максимум содержания фораминифер наблюдается в песках. Из этого следует, что темно-серые суглинки откладывались в водных условиях, крайне неблагоприятных для обитания фораминифер (мелкий, холодный, опресненный бассейн). Опреснение могло осуществляться за счет таяния больших масс плавучих льдов, приносимых с севера под действием постоянных северных ветров и

подводных течений. Часть этих льдов могла оказаться погребенной в мелководной зоне. В более позднее время условия изменились. Водоем, по-видимому, стал несколько глубже, повысилась его соленость. В этих условиях часть погребенных льдов могла вытаять полностью, а небольшая их часть, сильно подтаяв, все же сохранилась (представителем их является первый из описанных пластов).

Спорово-пыльцевые спектры вмещающих отложений (А. Vasil'chuk, Yu. Vasil'chuk 2010) характеризуются повсеместным преобладанием пыльцы древесных пород в общем составе (от 58 до 82%), среди которых доминирует пыльца сибирского кедра, березы и ели. Преобладание пыльцы древесных пород в этом случае свидетельствует не о теплом климате, а о формировании спектров в отложениях, накапливавшихся в верхней литорали, вследствие чего в спектрах и наблюдается "переопыление" переотложенной пылью древесных пород.

Но если это пласт осадочного (седиментационного) льда, то почему же он залегают в настоящее время не горизонтально, а субвертикально? Какие силы придали ему это неестественное для седиментационного пласта положение?

Создание такого специфического строения связано с внедрением масс воды и суспензии из нижележащих толщ во время их эпигенетического промерзания в верхнечетвертичное время. Их инъекция, центр которой находился около пластового захороненного льда, обусловила сильный "разворот" пласта и вмещающих его пород и создание сложной складки.

Обнажение гетерогенной пластовой ледяной залежи в верховьях Юрибей, образуемой совместным залеганием в мерзлой толще погребенного и инъекционного льда можно считать типичным примером парагенетического сочетания аллохтонного погребенного пласта припайного льда и автохтонного инъекционного пластового льда.

Гетерогенная пластовая ледяная залежь с парагенетическим сочетанием автохтонного сегрегационного ледяного пласта и автохтонного инъекционного пластового льда на левом берегу р. Еркутаяха исследована автором в июле 2010 г. на Южном Ямале.

В обнажении высотой 18–20 м, сложенном преимущественно слоистыми песками вскрывается лёд двух типов: в центральной части – это шток деформированного льда, вертикального направления, а на контакте с ним по обеим сторонам вскрыта дислоцированная слоистая пластовая залежь (Vasil'chuk et al. 2011), слоистость параллельна наклону поверхности ледяной залежи. С востока на запад слоистый лёд общей протяженностью более 100 м крутонаклонно падает и уже через 15 м кровля этой ледяной залежи оказывается на глубине более 8 м.

Вариации стабильных изотопов кислорода и дейтерия в залежи существенны: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-20,2\text{‰}$ до $-24,4\text{‰}$, а δD от $-142,6\text{‰}$ до $-170,1\text{‰}$, при этом в центральном ледяном штоке он, как правило, изотопически более тяжёлый, а по периферии – в слоистом льду присутствует заметно более лёгкий лёд – здесь $\delta^{18}\text{O}$ может быть легче на 3–4‰, а δD – на 25–30‰, что вполне объяснимо

криогенным фракционированием при промерзании вначале незамкнутого, а затем и замкнутого талика.

Исследование спорово-пыльцевых остатков во льду позволило более определённо ответить на вопрос о генетической принадлежности изученной залежи.

Палиноспектры, изученные во льду Еркутаяхинской ледяной залежи свидетельствуют о внутригрунтовым автохтонном происхождении льда. На это указывает типично тундровый характер палиноспектров.

Строение ледяного комплекса на р. Еркутаяха, изотопный состав льда и спорово-пыльцевые спектры льда указывают на то, что в апикальной части залежи лёд инъекционный, а в дистальных частях по обеим сторонам от центральной инъекции лёд сегрегационный, т.е. ледяная залежь гетерогенная автохтонная, образованная сочетанием сегрегационного и инъекционного пластовых льдов.

Гетерогенные пластовые льды Бованенковского месторождения на Ямале – одного из самых богатых разнообразием пластовых ледяных тел в криолитозоне, сопоставимыми с ним, могут быть, пожалуй, лишь, дельта р. Маккензи (Fujino et al. 1988; Murton 2005). Пластовые льды Бованенковского месторождения весьма разнообразны морфологически (Vasil'chuk et al. 2009; Vasil'chuk, 2010): здесь есть и слоистые, и сильно деформированные пластовые ледяные тела, и пласты сложенные прозрачным хрустальным льдом, и сильно загрязнённые льды. Различен и их генезис – они гетерогенны, причём в профилях более 260 скважин, вскрывших пластовые льды на Бованенковском ГКМ встречены сочетания, как автохтонных льдов разной природы, так и автохтонных льдов с аллохтонными.

В пластовых ледяных залежах Бованенковского месторождения значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-12,49$ до $-23,13\text{‰}$, а δD от $-91,7$ до $-177,1\text{‰}$, т.е. изменения $\delta^{18}\text{O}$ превышают 10‰, а изменения δD больше 85‰ (Vasil'chuk et al. 2009), это в полной мере отражает многообразие пластовых льдов этого комплекса.

При проведении палинологического анализа ледяных залежей Бованенковского месторождения А.К. Васильчук были обнаружены многочисленные остатки одноклеточных зеленых и диатомовых водорослей (А. Vasil'chuk, Yu. Vasil'chuk 2010). Это свидетельствует о существовании пресного или распреснённого водоёма, который был источником воды, питавшей пласт – это были либо крупные озера, либо распреснённая губа.

Особо отметим, что на сегодняшний день в равнинных районах криолитозоны России не установлено ни одной ледяной залежи, о которой однозначно можно было бы сказать, что это погребенный глетчерный лёд. Исключением являются горные и предгорные районы с активным оледенением, где погребение мёртвого льда в конечных моренах – явление весьма обычное (к ним можно отнести и предгорья Карякского хребта, где в долине р. Танюер А.Н. Котов (1998) изучил пластовую ледяную залежь возможно погребенного типа, также близ мыса Ныглиган Ш.Ш. Гасанов (1969) описал погребенную ледяную залежь, а С.Ю. Королёв (1993) к погребенным отнёс ледяные залежи в долине Амгуэмы.

Автохтонные и аллохтонные гетерогенные ледяные залежи, как правило, достигают очень больших размеров, как по вертикали, так и по горизонтали. Лёд в них может встречаться самых разных типов от совершенно чистого прозрачного до матового, насыщенного газовыми включениями и сильно загрязнённого – ледогрунта.

Литература

- Васильчук, Ю.К. 2006. Пластовые ледяные залежи. Криосфера Харасавейского газоконденсатного месторождения. Под ред. Ю.К. Васильчука, Г.В. Крылова, Е.Е. Подборного). Тюмень–СПб. Недра: С. 160 – 193 (на русском языке)
- Васильчук, Ю.К., Петров, О.М. & Васильчук, А.К. 1986. Некоторые замечания о стратиграфическом значении залежи пластового льда в казанцевских отложениях центрального Гыдана. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, вып. 55. М.: Наука: 111 – 117 (на русском языке).
- Втюрин, Б.И. 1975. Подземные льды СССР. М.: 214 с. (на русском языке).
- Гасанов, Ш.Ш. 1969. Строение и история формирования мёрзлых пород Восточной Чукотки. М.: Наука., 168 с.(на русском языке).
- Королев, С.Ю. 1993. Находка в долине р. Амгуэмы позднеплейстоценового глетчерного льда (Северная Чукотка) Доклады Российской Академии Наук. Т. 329, № 2:195–198 (на русском языке).
- Котов, А.Н. 1998. Криолитогенные гряды в долине р.Танюер (Чукотка). Криосфера Земли. Том 2. № 4: 62–71 (на русском языке).
- Dubikov G.I. 2002. Composition and cryogenic structure of the permafrost strata of Western Siberia. Moscow, Geos Publ. House: 246 p. (in Russian).
- Fujino, K., Sato, S., Matsuda, K. Sasa, G, Shimizu, O. & Kato, K. 1988. Characteristics of the massive ground ice body in the western Canadian Arctic. In Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost. Trondheim. Norway. Tapir Publishers: 143 – 146.
- Holmsen, G. 1914: Spitsbergens jordbunds is og de bidrag dens undersøkelse har kunnet gi til forstaaelsen av de i arktiske land optrædende varige isleier i jorden. (Ground ice in Spitsbergen and contributions toward the understanding of perennial ground ice found in Arctic environments). Det Norske Geografiske Selskabs Årbok, B XXIV, 1912-1913, Kristiania: 1-150.
- Mackay, J.R. 1972. Offshore permafrost and ground ice, southern Beaufort Sea, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences. 9: 1550 – 1561.
- Mackay J.R. 1973. Problems in the origin of massive ice beds, western Arctic Canada. Permafrost, The North American Contribution to the Second International Conference, Washington D.C.: National Academy of Sciences.. Vol. 1: 223 – 238
- Murton J.B. 2005. Ground-ice stratigraphy and formation at North Head, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada: a product of glacier-permafrost interactions. Permafrost and Periglacial Processes. Vol. 16, N1: 31 – 50.
- Pollard, W.H. & Dallimore, S.R., 1988. Petrographic characteristics of massive ground ice, Yukon Coastal Plain. Canada. In Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost. Trondheim. Norway. Tapir Publishers: 224 – 228.
- Rampton, V.N. 1988. Origin of massive ground ice on Tuktoyaktuk Peninsula, Northwest Territories, Canada. In Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost. Trondheim. Norway. Tapir Publishers: 850 – 855.
- Vasil'chuk, A.C., Vasil'chuk, Yu.K. 2010. Local pollen spectra as a new criterion for nonglacial origin of massive ice. *Transactions (Doklady) of Russian Academy of Sciences, Earth Sciences*. Vol. 433. Part 1: 985 – 990.
- Vasil'chuk, Yu.K. 1992. Oxygen Isotope composition of ground Ice (Application to paleogeocryological reconstruction). Department of theoretical problems the Russian Academy of Sciences. Moscow State University, PNIIS. In 2 volumes. Vol. 1. – 420 p. Vol. 2 – 264 p. (in Russian).
- Vasil'chuk Yu.K. 2010. Massive ice of Bovanenkovo gas-condensate field (The Central Yamal Peninsula). *Engineering Geology*. N3: 50 – 67 (in Russian).
- Vasil'chuk Yu.K. 2011. Homogeneous and Heterogeneous Massive Ice in Permafrost. *Earth's Cryosphere*, Vol. 15. N 1: 40 – 51 (in Russian).
- Vasil'chuk Yu.K. & Trofimov V.T. 1988. Oxygen isotope variations in ice-wedge and massive ice. In Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost. Trondheim. Norway. Tapir Publishers: 489 – 492.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Papesch W., Podborny Ye.Ye. & Sulerzhitsky L.D. 2009. Oxygen Isotope and Deuterium Indication of the Origin and ^{14}C Age of the Massive Ice, Bovanenkovo, Central Yamal Peninsula. *Transactions (Doklady) of Russian Academy of Sciences, Earth Sciences*. 429: 1326 – 1332.
- Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C. 2011. Variations in $\delta^{18}\text{O}$, δD , and the concentration of pollen and spores in an autochthonic heterogeneous massive ice on the Erkutayaha River in the southern part of the Yamal Peninsula. *Doklady Earth Sciences*. Vol. 438. Part 1: 721 – 726.
- Zhestkova, T.N. & Shur, Yu.L. 1978. On genesis of tabular massive ice. *The Bulletin of the Moscow State University. Geology Series*. 3: 35 – 42 (in Russian)



Оценка коррозионной агрессивности ландшафтов криолитозоны

М.А. Великоцкий, В.П. Марахтанов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Реферат

Показано, что существующие представления о влиянии различных природных факторов на коррозию металла применительно к стальным трубопроводам в криолитозоне необходимо скорректировать с учетом допущения здесь возможности активной коррозии, а также специфики самих трубопроводов, являющихся макросистемами по отношению к элементарным составляющим коррозионного процесса. Установлена тесная связь пространственного развития язвенной коррозии вдоль газопровода с неоднородностью условий аэрации в окружающих его ландшафтах. В соответствии с этим, в качестве основного показателя коррозионной агрессивности ландшафтов предлагается использовать величину стандартного отклонения значений окислительно-восстановительного потенциала (ΔEh).

Ключевые Слова: Дифференцированная аэрация; коррозия трубопроводов; ландшафты криолитозоны; макросистемная электрохимическая модель.

Вопрос о степени коррозионной опасности грунтов криолитозоны для стальных трубопроводов до сих пор является дискуссионным. Ранее бытовало мнение, что отсутствие воды в жидкой фазе мерзлых грунтов и их низкие температуры способствуют полному химическому покою. Например, А.А. Сауков отмечал, что, в соответствии с теорией Вант-Гоффа – Оствальда, при температуре около 0°C должно происходить бесконечное замедление природных химических реакций (Сауков 1951). Н.М.Страхов высказал аналогичное мнение: согласно закону Вант-Гоффа – Оствальда скорость химических реакций с понижением температуры на 10°C уменьшается вдвое, поэтому можно утверждать, что низкие температуры среды в полярных районах вызывают резкое подавление химических процессов (Страхов 1960).

Ошибочность такого представления заключалась в недоучете присутствия в связных мерзлых грунтах (глинах, суглинках, супесях) незамерзшей воды (Ершов 1986). Незамерзшая вода вместе с растворенной в ней углекислотой способствует электрохимической коррозии в мерзлых грунтах. Сезонно-талые грунты криолитозоны также коррозионно активны из-за высокого содержания ионов H^+ и растворенных органических веществ. Особо следует отметить, что по подземным газопроводам часто транспортируется теплый газ (с температурой до 20°C и выше), благодаря чему вокруг трубы даже в зимний период могут существовать ореолы оттаивания, в которых условия увлажнения и химический состав аналогичны грунтам сезонно-талого слоя криолитозоны.

Для оценки коррозионной агрессивности грунтов используется большое количество показателей: гранулометрический состав грунтов, влажность, ионный состав водной вытяжки, электрическое сопротивление грунтов (ρ), кислотность (pH), концентрация молекулярного водорода (rH_2), окислительно-восстановительный потенциал (Eh) (ГОСТ... 1989). Однако в криолитозоне не все показатели имеют одинаковую значимость для оценки активности коррозии.

Сезонно-талые грунты в области криолитозоны характеризуются повышенной влажностью. Повышенная влажность грунтов предопределяет низкое ρ , что, согласно (ГОСТ... 1989), является показателем высокой коррозионной агрессивности. Однако этот критерий часто малоэффективен для оценки коррозионной агрессивности грунтов криолитозоны.

Грунты криолитозоны характеризуются слабокислыми и кислыми условиями среды (pH ниже 6). Этот показатель очень важен, но также недостаточен для однозначного суждения о коррозионной агрессивности грунтов.

Показатель концентрации молекулярного водорода (rH_2) обычно используется биологами для оценки условий жизнедеятельности сульфат-редуцирующих или сероводородных бактерий. В тундре при низких температурах сероводородные бактерии мало активны, но в грунтах вокруг трубопровода с теплым газом весьма жизнедеятельны. Поэтому данный показатель в ряде случаев можно применять для оценки коррозионной агрессивности грунтов.

Наиболее важным показателем коррозионной активности грунтов криолитозоны является окислительно-восстановительный потенциал Eh , роль которого до настоящего времени недостаточно оценена. Общепринятым считается, что величина Eh зависит только от степени аэрации грунтов и pH , однако на него влияют также и влажность грунтов, их ионный состав, электропроводность и активность сероводородных бактерий. Поэтому Eh можно считать интегральным показателем коррозионной активности грунтов криолитозоны.

Первым окислительно-восстановительный потенциал для оценки коррозионной агрессивности грунтов применил Лоркинг в Австралии (Эванс 1962). Он находил коррозионную агрессивность почвы в зависимости от Eh и pH по диаграммам Пурбэ (Pourbaix 1963) при условии отсутствия сероводородных бактерий. Большое внимание влиянию окислительно-восстановительного потенциала на коррозию уделял И.А.Денисон (Денисон 1963). По его данным, основным фактором,

определяющим изменение скорости коррозии во времени, является степень аэрации почв. В почвах, с окислительными свойствами, скорость глубинной коррозии со временем быстро снижается, а в восстановительной среде пропорциональна длительности испытаний. Согласно Денисону (1963), сильная коррозия железа должна происходить в почвах, где аэрация ограничена (в глинах или на болотах), а в хорошо аэрируемой почве все металлы достаточно коррозионно стойки. В качестве критерия для оценки коррозионной агрессивности грунтов используется абсолютная величина окислительно-восстановительного потенциала (Стрижевский 1986). При этом высокие значения Eh свидетельствуют о низкой коррозионной активности грунтов, а величины, близкие к нулю и отрицательные - о повышенной агрессивной и весьма агрессивной среде (Стрижевский 1986).

Выводы всех вышеперечисленных авторов сделаны на основе изучения электрохимических моделей типа микроэлементов, в то время как трубопровод вместе с вмещающим его грунтом является макросистемой, где возможны несколько иные закономерности по сравнению с теми, что изложены выше. Поэтому представляло научный и практический интерес выполнить соответствующие исследования в реальных природных условиях криолитозоны севера Западной Сибири с развитой сетью газотранспортных систем.

С 2000 по 2009 г. авторами на газовом месторождении Медвежье проводилось обследование газотранспортных систем, проложенных в пределах ландшафтов криолитозоны (тундры, лесотундры и северной тайги). Особое внимание было уделено коррозионному износу труб (наружной коррозии) в ландшафтах различного типа. Предварительно было выполнено ландшафтное районирование территории. На основе дешифрирования аэро- и космических фотоматериалов выявлено 24 вида различных урочищ, которые объединяются в 4 группы (ландшафтные типы): лесные, тундровые, болотные и торфяные (Марахтанов и др. 2011). Эти ландшафтные типы существенно различаются по комплексу свойств грунтов, влияющих на коррозию металла газопровода: литологическому составу, влажности, химическому составу и температуре. В полевых условиях была выявлена глубина коррозии стальных труб и отобраны образцы грунтов для оценки их коррозионной агрессивности. Образцы исследовались в аналитической лаборатории почвенно-экологической станции Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН в г. Пущино Московской области. Некоторые результаты этих исследований представлены в табл. 1.

По данным, представленным в табл. 1, была предпринята попытка установить связь между показателями Eh , pH и ρ и глубиной коррозионных язв в металле газопровода. Результаты показали практическое отсутствие такой связи. Для примера приведем график на рис. 1. Связь между глубиной коррозии (H) и величиной Eh (рис. 1) может быть аппроксимирована приближенной формулой $H \approx -0,0014Eh + 1,49$. При этом коэффициент корреляции r

$= -0,22$, что свидетельствует о практическом отсутствии связи. У других показателей (pH и ρ) корреляция с коррозией еще ниже.

Приведенные нами данные позволяют считать, что выводы сделанные для электрохимических моделей типа микроэлементов необходимо применять к трубопроводам с особой осторожностью, т.к. трубопроводы совместно с вмещающими их грунтами в электрохимическом отношении представляют собой макросистемы, состоящие из отдельных микроэлементов. Электрические токи на макросистемах появляются за счет дифференциальной аэрации между грунтами, различающихся по воздухопроницаемости (пески – глины) или в рельефе, между поверхностями с разными условиями увлажнения (низины – возвышенности, кочки – межкочечья). Эти токи подавляют токи малых систем и являются главными коррозионными токами, предопределяющими существование ландшафтных коррозионных зон.

Впервые идею о роли дифференциальной аэрации в коррозии металла высказал Эванс в 1923 г. По его мнению, различный доступ кислорода к трубе, может вызвать между различными грунтами разность электрических потенциалов до 0,9 вольт и быть главной причиной коррозионных процессов (Эванс 1962).

В России Н.Д.Томашов, Ю.Н. Михайловский, развивая эту идею, считали правильным говорить не о коррозионной активности отдельного грунта или грунтов определенного участка трассы, а о коррозионной активности трубопровода в целом (Михайловский & Томашов 1958). Е.А.Никитенко, отмечал, что рельеф, как и растительность, предопределяют различную увлажненность грунтов по трассе, что влияет на доступ кислорода к трубопроводу и величину разности потенциалов «труба – земля» вдоль газопровода (Никитенко 1965). Э.П. Мингалев установил, что развитие очагов локальной коррозии на нефтепроводах в торфяниках Западной Сибири связано с местными парами аэрации и что наиболее глубокие коррозионные каверны приурочены к участкам с максимальной разностью потенциалов нефтепровода труба-земля: от $-0,48$ до $-0,68$ вольт (Мингалев 1976).

Таким образом, чем больше неоднородность в пределах какого-либо ландшафтного типа факторов, определяющих степень аэрации (т.е. чем значительнее здесь дифференциация аэрации), тем более коррозионно опасным должен быть данный ландшафтный тип. Поскольку существует тесная связь между степенью аэрации и величиной окислительно-восстановительного потенциала, постольку степень неравномерности распределения величины Eh вдоль трубопровода может иметь решающее значение для коррозии металла, из которого он изготовлен.

Для подтверждения этой идеи нами были использованы данные о величине Eh в разных ландшафтных типах (таблица 1), а также результаты обследования технического состояния газопроводов межпромышленного коллектора газового

месторождения Медвежье общей протяженностью 140 км (таблица 2).

Таблица 1. Основные характеристики грунтов (Eh , pH , ρ) по ландшафтным типам и глубины коррозионных язв в металле газопровода.

№№ п/п	Ландшафтный тип	Eh , мв	pH	ρ , ом·м	Глубина коррозии, мм	№№, п/п	Ландшафтный тип	Eh , мв	pH	ρ , ом·м	Глубина коррозии, мм
1	лес	319	5,3	4	2	31	торфяник	309	3,9	-	1
2		239	6,4	12	0,5	32		255	5,8	1	0
3		185	5,9	7	0	33		44	5	61	2
4		246	6,2	11	1	34		64	6,4	6	0
5		103	6,3	3	3	35		56	6,1	5	0,1
6		152	5,8	14	0	36		64	5,7	2	0,5
7		222	5,9	64	0	37		64	5,8	3	2
8		209	5,8	49	0,1	38		65	6,7	4	0
9		215	5,2	12	0	39	болото	250	6,4	11	0
10		216	5,2	55	0	40		371	3,8	-	1
11	тундра	282	5,4	6	1,5	41		330	4,6	2	1
12		72	5,4	9	0	42		325	4,6	17	0
13		259	6	4	0	43		236	6,4	12	0,5
14		287	5,4	3	0	44		179	5,3	14	0
15		285	5,6	10	0	45		168	5,4	-	0,5
16		287	5,2	12	0	46		48	4	-	1
17		311	5,1	54	0	47		88	6	-	2
18		173	6,2	15	0	48		38	4,5	58	2,5
19		161	5,2	4	0	49		210	5,7	13	0
20		230	5,8	16	1,5	50		37	3,5	9	0
21		213	5,5	39	0	51		136	5,3	75	0,1
22		166	5,7	27	0	52		88	5	-	2
23		215	6,2	-	0	53		69	4	9	3
24		209	5,5	19	0	54		46	4,4	6	0
25		202	6	-	3	55		72	5,8	2	0
26		97	5,2	-	1	56		75	5,5	-	1
27		90	5,5	5	0	57		81	5,3	14	0
28		104	5,4	14	0	58		37	4,6	-	0,1
29		98	5,5	6	1,5	59		50	3,3	-	2
30		116	5,3	3	0,5	-					

По данным табл. 1 были рассчитаны значения стандартного отклонения величины Eh , показывающего, насколько широко разбросаны точки данных относительно их среднего значения. Величина стандартного отклонения (ΔEh) рассчитывалась для каждого ландшафтного типа по формуле:

$$\Delta Eh = \sqrt{\frac{\sum (Eh - \overline{Eh})^2}{(n-1)}} \quad (1),$$

где \overline{Eh} - среднее значение для данного ландшафтного типа, n - количество данных. Полученные результаты представлены в табл. 3, куда, помимо этого, помещены значения N из табл.2.

Данные табл. 3 представлены графически на рис. 2. Как видно из рисунка, между ΔU и N существует тесная связь (коэффициент корреляции 0,96), которая аппроксимируется параболической зависимостью:

$$N \approx 0,00733\Delta U^2 - 0,815\Delta U + 24 \quad (2)$$

Помимо ΔEh , нами сопоставлялись с величиной N также и стандартные отклонения других показателей из табл. 1: ΔpH , и $\Delta \rho$. Однако в этих случаях заметной связи обнаружено не было.

Таким образом, по нашим данным коррозия металлических трубопроводов в криолитозоне наиболее активно протекает в урочищах с частым чередованием осушенных (с высоким Eh) и обводненных (с низким Eh) участков - на болотах и в торфяниках. Помимо этого, может сказаться неоднородность мерзлотных условий, проявляющаяся в чередовании мерзлых и талых грунтов. В лесных урочищах установлены наименьшее колебание величины Eh , вследствие чего коррозионные процессы наименее активны. Выявленная закономерность показывает, что факторы аэрации грунтов имеют тесную связь с ландшафтными условиями территорий, по которым проложен трубопровод.

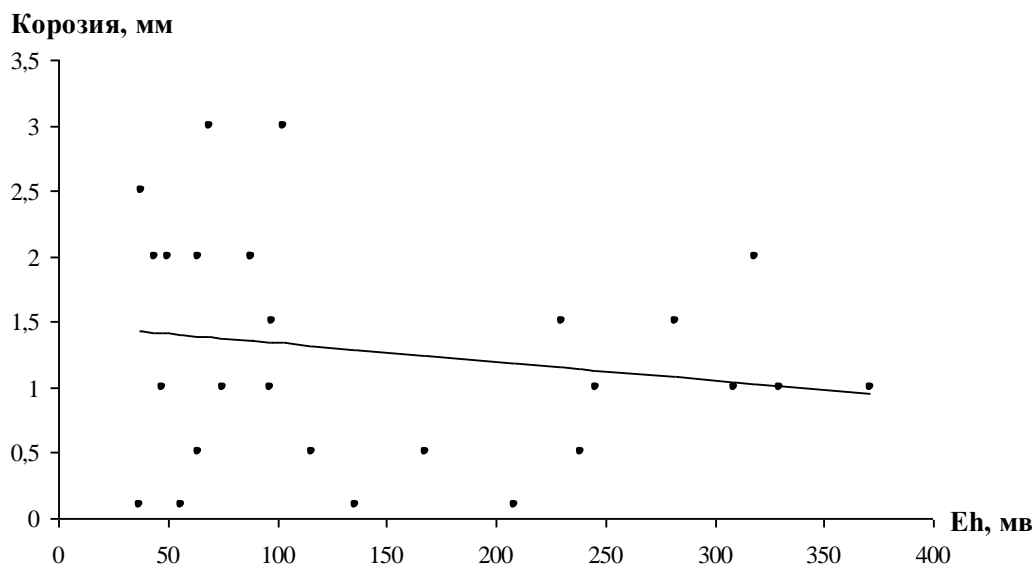


Рис. 1. Зависимость глубины коррозии металла газопровода от величины окислительно-восстановительного потенциала Eh

Таблица 2. Коррозия металла газопровода в различных ландшафтных типах.

Ландшафтный тип	Протяженность газопровода в данном ландшафтном типе,	Протяженность участков газопровода, с язвенной коррозией металла, м	Доля участков газопровода, пораженных коррозией N , %
Лес	31230	349	1,12
Тундра	79555	4458	5,60
Торфяник	5932	971	16,37
Болото	23577	5438	23,06

Таблица 3. Стандартное отклонение (ΔEh) окислительно-восстановительного потенциала в различных ландшафтных типах.

Ландшафтный тип	ΔEh , мв	N , %
Лес	57	1,12
Тундра	78	5,60
Торфяник	104	16,37
Болото	108	23,06

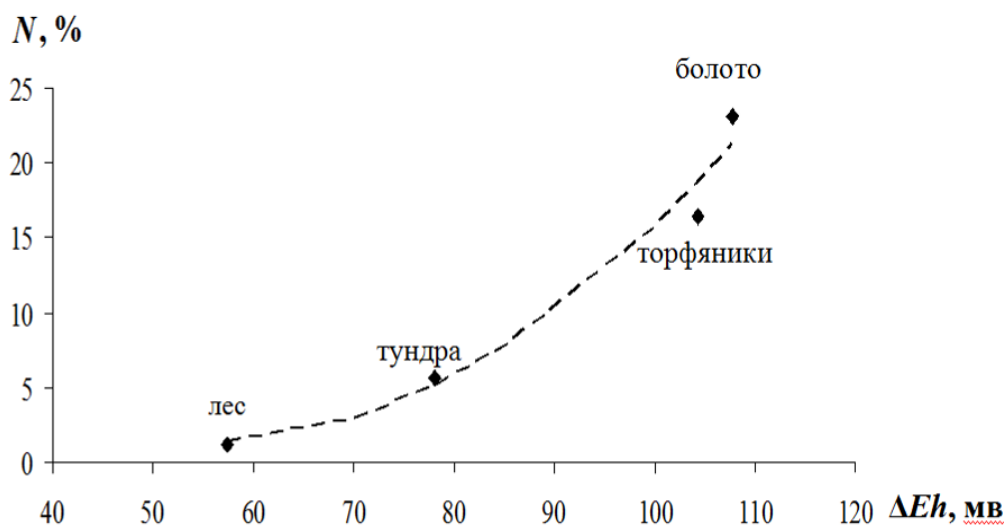


Рис. 2. Зависимость доли участков газопровода с язвенной коррозией N от стандартного отклонения величины окислительно-восстановительного потенциала (ΔEh)

Полученные нами результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Между абсолютной величиной окислительно-восстановительного потенциала, а также других традиционных показателей коррозионных свойств грунта (pH , ρ) и глубиной коррозионных язв нет прямой зависимости. В области криолитозоны низкие показатели окислительно-восстановительного потенциала в условиях кислой среды, при отсутствии сероводородных бактерий свидетельствуют о высокой влажности и развитии глеевых процессов, но не о высокой коррозионной агрессивности грунтов. Точно также повышенные значения окислительно-восстановительного потенциала в области кислой среды, в условиях высокой влажности, при отсутствии кислорода, не является показателем высокой коррозионной агрессивности грунтов.

2. Очень эффективным показателем коррозионной агрессивности грунтов в области криолитозоны является амплитуда колебания показателя Eh . Резкие колебания этого показателя вызывают появление токов пар дифференциальной аэрации и активизацию электрохимических процессов. При этом неоднородность Eh в криолитозоне может дополнительно возрастать (по сравнению с более южными территориями) за счет чередования вдоль газопровода талых и мерзлых зон, а также, возможно, и вследствие неоднородности криогенного строения грунтов.

3. Амплитуду колебания значений окислительно-восстановительного потенциала грунтов необходимо ввести в ГОСТ в качестве главного критерия оценки коррозионной агрессивности грунтов криолитозоны (в комплексе с pH , ионным составом водной вытяжки и показателем электрического сопротивления грунтов).

Литература

ГОСТ 9.602-89. 1989. ЕСЗКС. Сооружения подземные. – М.: Изд-во стандартов, 56 с. (на русском языке)

- Денисон И.А. 1953. Коррозия конструкционных материалов в подземных условиях. В сб.: Коррозия металлов. – М., с. 9-28. (на русском языке)
- Ершов Э.Д. 1986. Физико-химия и механика мерзлых пород. – М.: Изд-во Моск.ун-та, 332 с. (на русском языке)
- Марахтанов В.П., Великоцкий М.А., Чигир В.Г. и др. 2011. Техногеоэкологический анализ газотранспортных систем газового месторождения Медвежье. Материалы четвертой конференции геокриологов России. Том 3. – М.: Изд-во Моск.ун-та, с. 49-55. (на русском языке)
- Мингалев Э.П. 1976. Коррозия подземных трубопроводов в торфяных грунтах Западной Сибири. – М.: ВНИИОЭНГ, 28 с. (на русском языке)
- Михайловский Ю.Н., Томашов Н.Д. 1958. Метод определения коррозионных свойств грунтов. // Теория и практика противокоррозионной защиты подземных сооружений. – М., с. 209-223. (на русском языке)
- Никитенко Е. А. 1965. Зависимость коррозии стального газопровода от изменения грунтовых условий по трассе. // Защита металлов, т. 1, №1, с. 91 – 98. (на русском языке)
- Сауков А.А. 1951. Геохимия. – М.: Госгеолтехиздат, 192с. (на русском языке)
- Страхов Н.М. 1960. Основы теории литогенеза. Т.1, М., Изд-во АН СССР, 212 с. (на русском языке)
- Стрижевский И.В. 1986. Подземная коррозия и методы защиты. – М.: Металлургия, 112 с. (на русском языке)
- Эванс Ю.Р. 1962. Коррозия и окисление металлов. М., Машгиз, 856 с. (на русском языке)
- Pourbaix M. 1963. Atlas d'equilibres electrochimiques a 25°C, Paris.



Геокриологические дисциплины в учебном плане подготовки специалистов в Забайкальском государственном университете

А.Г. Верхотуров

Забайкальский государственный университет, г. Чита, Россия

Реферат

Значительное внимание, уделяемое геокриологическим дисциплинам при подготовке специалистов-инженеров гидрогеологов и инженеров-геологов в Забайкальском государственном университете (ЗабГУ), связано с тем, что большинство из выпускников после его окончания работает в районах южной криолитозоны. Основные проблемы строительства, поисков и разведки подземных вод здесь обусловлены наличием многолетнемерзлых грунтов. Несмотря на то, что в образовательных стандартах третьего поколения (ФГОС-3) для направления 130101.65 «Прикладная геология», специализация «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания» в цикле профессиональных дисциплин отсутствуют дисциплины геокриологического цикла, на кафедре гидрогеологии и инженерной геологии ЗабГУ они включены в достаточном объеме в вариативную часть учебного плана. К ним относятся: «Общая геокриология», «Методы геокриологических исследований», «Геокриологический прогноз», «Физика, химия и механика мерзлых грунтов», «Инженерная геокриология» и «Подземные воды криолитозоны». Изучая данные дисциплины и принимая участие в научных исследованиях кафедры, студенты приобретают необходимые навыки для работы в районах криолитозоны.

Ключевые Слова: Геокриология; дисциплина; кафедра; кредит; специалист; стандарт.

Введение

Подготовка горных инженеров – гидрогеологов и инженеров-геологов на кафедре гидрогеологии и инженерной геологии (ГГ и ИГ) Забайкальского государственного университета осуществляется уже более 30 лет. Открытие специальности «Гидрогеология и инженерная геология» было вызвано масштабным освоением территории Забайкалья и строительством Байкало-Амурской магистрали. С 80-х годов прошлого века и по настоящее время кафедра ведет подготовку студентов по специальности «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания».

С момента создания коллектив кафедры ГГ и ИГ тесными узами был связан с кафедрой мерзлотоведения МГУ им. М.В. Ломоносова. В становлении коллектива большое участие принял заведующий кафедрой мерзлотоведения МГУ профессор д.г.-м.н. В.А. Кудрявцев, который направил в Читу одного из своих лучших учеников – к.г.-м.н. В.Г. Кондратьева. В дальнейшем, Владимир Алексеевич способствовал укреплению кадрового состава, направив в 1980 г. в г. Читу выпускников кафедры: к.г.-м.н. Д.М. Шестернева, а через год к.г.-м.н. В.С. Петрова и к.г.-м.н. А.И. Калинина. Значительное внимание, которое уделялось и уделяется геокриологии в Забайкальском государственном университете, обусловлено тем, что гидрогеологам и инженерам-геологам производственных организаций постоянно приходится решать задачи, связанные с высокодинамичными мерзлыми породами юга криолитозоны.

В связи с возрождением горной промышленности и началом разработки новых месторождений юго-восточного и северного Забайкалья выпускники кафедры ГГ и ИГ очень востребованы в

Забайкальском крае. Заявки на выпускников поступают также из Амурской области, Хабаровского и Приморского краев.

Ежегодный прием абитуриентов составляет 25-30 человек на очную форму обучения. Кафедрой ГГ и ИГ за время существования подготовлено по всем формам обучения около 900 специалистов. С 1996 по 2011 г. кафедра обеспечивала полноценную многоуровневую подготовку – бакалавр, дипломированный специалист и магистр по направлению 130100 – «Геология и разведка полезных ископаемых». После перехода в 2011 г. на федеральные государственные образовательные стандарты (ФГОС ВПО) третьего поколения кафедра продолжает подготовку специалистов-инженеров направления 130101 – «Прикладная геология», специализация «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания».

На кафедре работает 10 преподавателей. Ученые степени и звания имеют 73 % сотрудников, в том числе процент лиц, имеющих степень доктора наук, составляет 23 %, что соответствует требованиям Государственного стандарта высшего профессионального образования.

Общая площадь учебно-лабораторной базы кафедры ГГ и ИГ составляет 377 м² (Верхотуров 2010). Для проведения лекционных занятий используется аудиторный фонд университета. В кафедральном компьютерном классе имеется 6 ПЭВМ, которые обеспечены выходом в Интернет. Кроме этого, на факультете есть два компьютерных класса, в которых 25 ПЭВМ также подключены к Интернет.

Студенты проходят учебную геологическую практику на Сретенском геологическом полигоне ЗабГУ, специализированные учебные практики (геофизическую, горно-буровую, инженерно-геологическую, гидрогеологическую и

геокриологическую) – на учебно-производственной базе ЗабГУ «Арахлей».

Производственные практики для студентов организуются в геологических и гидрогеологических экспедициях и партиях, трестах инженерно-геологических изысканий для строительства, горных предприятиях, которые имеют структурные подразделения соответствующего профиля. К ним относятся: ОАО «ЗабайкалТИСИЗ», ООО «Востокгеология», ЗАО «Западное», ФГУП «Забайкалгеомониторинг», ОАО «Приаргунское горнохимическое объединение», лаборатории общей криологии ИПРЭК СО РАН и другие.

Научные направления работы кафедры

Научные исследования на кафедре ГГ и ИГ осуществляются по следующим основным научным направлениям: 1) Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение, 2) Геомеханическое обеспечение открытых горных работ, строительство и эксплуатация инженерных сооружений.

Первое научное направление имеет фундаментальный и прикладной аспекты реализации. Программой «Мерзлотно-геокриологический мониторинг в связи с хозяйственным освоением юга криолитозоны», носящей фундаментальный и поисковый характер, руководит профессор, д.г.-м.н., почетный транспортный строитель, почетный работник высшего профессионального образования РФ, заслуженный деятель науки РФ В.Г. Кондратьев. В последние годы по результатам научных исследований получено 5 патентов, подготовлено 4 монографии, защищены две кандидатские диссертации и готовится еще три. Прикладной характер реализации научного направления представляют исследования по инженерно-геокриологическим проблемам Забайкалья, которыми занимается профессор, д.т.н, заслуженный деятель науки и техники Читинской области Д.М. Шестернев. За последние 5 лет по данной проблематике им опубликовано 5 монографий и 2 учебных пособия по дисциплинам: «Инженерное мерзлотоведение» и «Статистическая обработка инженерно-геологических данных», подготовлено учебное пособие «Физика, химия и механика мерзлых грунтов».

Второе научное направление, которым с 2011 г. руководит д.т.н. В.А. Бабелло, пока находится в стадии становления, но очевидно, что проблемы геокриологии и в горной промышленности являются весьма актуальными.

По всем научным направлениям кафедры выполняются хозяйственные договоры, в которых участвуют студенты разных курсов. Они получают навыки и осваивают методику научных исследований. Как правило, им поручается проведение опытов, экспериментов, разработка одного или нескольких разделов научного исследования под руководством опытного сотрудника. Некоторые из выпускников уже защитили кандидатские диссертации, другие продолжают или заканчивают работу над ними.

Средний годовой объем финансирования хозяйственных договоров на научные исследования,

выполняемые на кафедре за период с 2003 по 2008 год составил 2,5 млн руб. В 2009 г., несмотря на кризис, финансирование хозяйственных договоров составило 0,8 млн руб., а в 2010 г. превысило 1 млн руб.

Значение инициативных научно-исследовательских работ в подготовке специалистов

Для привлечения студентов к научно-исследовательской работе и для повышения научного потенциала кафедры исследования проводятся и в рамках инициативных госбюджетных тем (без финансирования). В 2007-2010 гг. направления работ были следующими: «Экологическое состояние подземных вод Забайкалья и перспективы их использования», «Динамика экзогенных геологических процессов в связи с хозяйственным освоением территории Забайкалья и глобальными изменениями климата».

В 2011-2014 гг. исследования будут выполняться по темам: «Осушение месторождений полезных ископаемых в пределах криолитозоны Забайкалья и его влияние на экологическое состояние подземных вод» и «Инженерно-геологические условия Забайкалья и их изменение в связи с современной динамикой климата и хозяйственным освоением».

Ежегодно в марте-апреле в университете проводятся дни студенческой науки. На конференции, круглых столах студенты представляют доклады по результатам НИР. Лучшие студенты участвуют во Всероссийских, Международных студенческих конференциях и олимпиадах. За последние пять лет студентами, по результатам участия в госбюджетных и хоздоговорных НИР, опубликовано 72 статьи и доклада, в том числе 11 работ в соавторстве с преподавателями (рис.1).

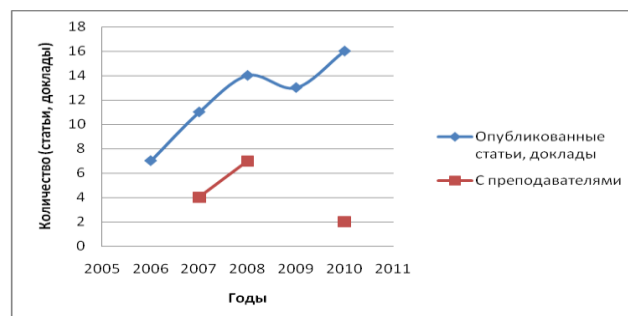


Рис. 1. Рост числа публикаций студентов по результатам научных исследований

Материалы научных исследований студентов используются при написании курсовых работ (проектов), выпускных квалификационных работ (дипломных работ и проектов) и становятся основой для продолжения исследований в аспирантуре по специальности 25.00.08 – Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение.

В 2005 г. и 2007 г. команды студентов кафедры ГГ и ИГ ЧитГУ занимали, соответственно, 2-е место 3-е места на Всероссийской студенческой олимпиаде по

гидрогеологии и инженерной геологии в г. Томске. В 2006 г. студент РГ-04 Роман Коростовский получил диплом третьей степени, а в 2007 г. диплом первой степени за работы, представленные на Международные конференции «Студент и научно-технический прогресс» в г. Новосибирске. В 2009 г. там же диплом третьей степени получил студент РГ-07 Виталий Данзанов.

В последние два года студенты кафедры постоянно принимают участие в конференциях, проводимых в г. Москве – ИПКОН РАН «Проблемы освоения недр в XXI веке глазами молодых», МГУ «Ломоносов»; г. Томске – «Проблемы геологии и освоения недр» и других, где их доклады и статьи неоднократно отмечались дипломами и грамотами.

Значительно возросла тяга студентов к научно-исследовательской работе после конференций, которые были проведены в ЧитГУ на базе кафедры ГГ и ИГ. В 2008 г. это была Всероссийская научно-практическая конференция «Гидрогеология, инженерная геология, геокриология и геоэкология Забайкалья и сопредельных территорий», а в 2010 г. «Геокриологические проблемы Забайкалья и сопредельных территорий». Участвуя в организационных моментах конференций, знакомясь с представителями научной элиты, изучая материалы конференции, слушая доклады, студенты по-новому осознают себя в будущей профессии.

Анализ результатов защит выпускных работ показал, что при прочих равных условиях, качество выпускных работ выполненных с использованием материалов, полученных самостоятельно в ходе научных исследований на кафедре, выше, а соответственно, лучше и оценки. Студенты более аргументировано защищают выпускные квалификационные работы, больше опираются на фактическую основу (результаты полевых исследований, анализы воды, проб грунтов и др.).

Если в большинстве выпускных работ специалистов научные исследования используются при решении специальных вопросов, то у магистров диссертационная работа является итогом их двухлетней научной работы. В тех случаях, когда тема диссертации совпадает с направлением НИР (госбюджетной или хоздоговорной), оценки по результатам защит высокие. Если при подготовке магистерской диссертации магистрант разрабатывает тему, не связанную с научными исследованиями кафедры, возникают определенные проблемы с доступом к геологической информации в фондах, анализом проб воды и грунтов и т.д.

Геокриологические дисциплины в учебном плане

После принятия в 2011 г. ФГОС ВПО 3-го поколения на кафедре ГГ и ИГ ЗабГУ разработаны новые учебные планы, которые полностью соответствуют федеральному государственному образовательному стандарту направления 130101.65 «Прикладная геология», специализация «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания».

Забайкальский край, как и большинство Сибирских и Дальневосточных регионов, находится в зоне, где широким распространением пользуются мерзлые породы. Это накладывает специфические особенности на условия существования и движения подземных вод, влияет на условия строительства и эксплуатацию сооружений. Зачастую деградация мерзлых пород приводит к деформациям, а иногда и разрушению инженерных объектов. Поэтому значительную часть вариативной части учебного плана представляют дисциплины геокриологического цикла. Содержание основных частей профессионального цикла и их количественная характеристика в кредитах (зачетных единицах) представлена на Рисунке 2.

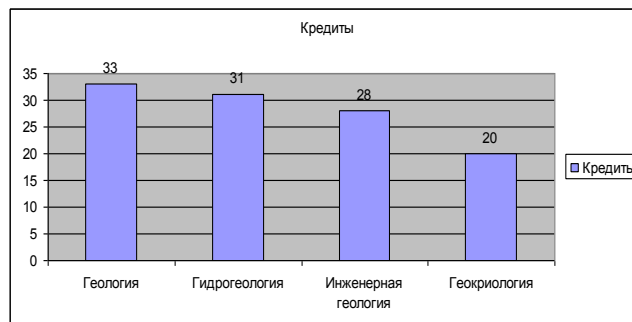


Рис 2. Соотношение основных дисциплин профессионального цикла в образовательной программе в кредитах (зачетных единицах)

Один кредит (зачетная единица) соответствует 36 академическим часам общей трудоемкости. Средняя величина кредита в европейских странах лежит в промежутке от 25 до 30 часов. Один кредит в американской системе может быть приравнен к 2-м зачетным единицам европейской системы. Общая трудоемкость подготовки специалиста, согласно ФГОС-3 в течение нормативного срока обучения составляет 300 зачетных единиц.

К дисциплинам геокриологического цикла, читаемым на кафедре ГГ и ИГ, относятся: «Общая геокриология», «Методы геокриологических исследований», «Геокриологический прогноз», «Физика, химия и механика мерзлых грунтов», «Инженерная геокриология» и «Подземные воды криолитозоны». Несмотря на небольшой объем в учебной программе каждой из них, в основном это 2 кредита (зачетных единицы), они дополняют дисциплины профессионального цикла и тесно связаны с ними (рис.3).

Выпускники кафедры, освоившие соответствующие компетенции, владеющие знаниями о влиянии геокриологических процессов на подземные воды, инженерно-геологические условия и имеющие навыки проведения геокриологических исследований более профессионально решают задачи на производстве. Об этом свидетельствуют положительные отзывы с предприятий.

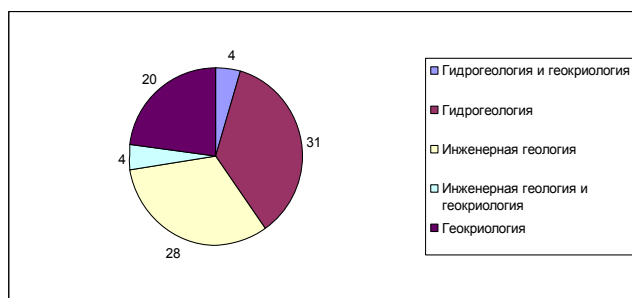


Рис. 3. Основные профессиональные дисциплины в образовательной программе в кредитах

Выбор дисциплин геокриологического цикла, читаемых на кафедре, происходил в течение длительного времени с момента создания кафедры и до настоящего времени. Большой вклад в разработку рабочих программ, учебных пособий, максимально адаптированных к специализации «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания», в разные годы внесли проф., д.г.-м.н. В.Г. Кондратьев, проф. д.т.н. Д.М. Шестернев, доц. к.г.-м.н. В.С. Петров.

На первом этапе в 70-80 г. XX в. студентам читались дисциплины «Общее мерзловедение» и «Мерзлотный прогноз». Возникающие проблемы в освоении криолитозоны, требования предприятий к выпускникам обусловили необходимость увеличения геокриологических дисциплин до 20 % от общего объема основных профессиональных дисциплин.

Изучая данные дисциплины, и принимая участие в научных исследованиях кафедры студенты приобретают необходимые навыки для работы в районах криолитозоны.

Заключение

Кафедра ГГ и ИГ ЗабГУ постоянно ведет работу по повышению качества подготовки выпускников. Оценкой ее усилий в этом направлении являются положительные отзывы о выпускниках кафедры из организации, в которые они направляются. Основная часть выпускников трудоустраивается на предприятиях Забайкальского края, 2-3 человека ежегодно направляются за его пределы – в Амурскую область, Хабаровский и Приморский края. Участие студентов в научно-исследовательских работах по проблемам геокриологии в период обучения в ЗабГУ, как правило, становится отправной точкой для проведения выпускниками самостоятельных исследований. Так с момента организации кафедры в 1978 г. (Кондратьев 2008) защитили кандидатские более 16 человек и одну докторскую диссертацию.

Литература

- Верхотуров А.Г. 2010. Кафедра гидрогеологии и инженерной геологии. – Горный журнал. – № 5: с.19-22. *(на русском языке)*
- Кондратьев В.Г. 2008. К 30-летию кафедры гидрогеологии и инженерной геологии ЧитГУ: материалы научн.-практ.конф. «Гидрогеология, инженерная геология, геокриология и геоэкология Забайкалья и сопредельных территорий» (24-25 сентября 2008 г.).– Чита: ЧитГУ, с.7-13. *(на русском языке)*

Модели математической морфологии ландшафта при исследовании криолитозоны

А.С.Викторов, В.Н.Капралова, Т.В.Орлов

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН), Москва, Россия

Реферат

Показаны возможности использования для решения названной проблемы нового направления, получившего название математическая морфология ландшафта. Математическая морфология ландшафта занимается количественными закономерностями строения ландшафтных рисунков и методами их математического анализа. Модели математической морфологии ландшафта могут быть использованы в различных задачах исследования криолитозоны: анализ и прогноз динамики ландшафтов, выявление новых закономерностей, индикация геологических условий, оценка рисков для инженерных сооружений в криолитозоне. Это проиллюстрировано на примере озерно-термокарстовых и эрозионно-термокарстовых равнин.

Ключевые Слова: Математическая морфология ландшафта, математические модели, оценка рисков, термокарстовые равнины, эрозионно-термокарстовые равнины.

Введение

Изучению закономерностей строения и динамики ландшафтов криолитозоны и формирующих их криогенных процессов посвящены многие исследования (Е.С.Мельников, Г.З.Перлштейн, С.Е.Гречишев, Ю.Л.Шур и другие), вместе с тем остается потребность в новых подходах к исследованию проблемы. Целью доклада является показать возможности использования для решения названной проблемы нового направления, появившегося в последнее десятилетие на стыке геологии, географии и математики и получившего название математическая морфология ландшафта (Викторов, 1998, 2006, Викторов & Трапезникова 2000, Капралова 2008 и др.).

Математическая морфология ландшафта занимается количественными закономерностями строения ландшафтных рисунков и методами их математического анализа. Объектом изучения является ландшафтный рисунок территории (морфологическая структура), то есть, пространственная мозаика, которую образуют на земной поверхности участки, соответствующие развитым на этой территории природно-территориальным комплексам; ландшафтный рисунок отображается рисунком изображения материалов аэро-и космических съемок.

Методы

Одним из главных результатов развития математической морфологии ландшафта являются созданные математические модели ландшафтных рисунков. Математической моделью ландшафтных рисунков называется совокупность математических зависимостей, отражающих его наиболее существенные геометрические свойства; в основе существующих моделей лежит теория случайных процессов. Особую роль играют так называемые канонические математические модели ландшафтных

рисунков. Каноническими математическими моделями морфологических структур определенного генетического типа называются математические модели морфологических структур, сформировавшихся под действием одного процесса в однородных физико-географических условиях, то есть, простых ландшафтных рисунков. Требование однородности включает отсутствие на участке разрывных нарушений, погребенных ложбин, резкого изменения вещественного состава поверхностных отложений на части участка и др., но в тоже время не накладывает ограничений на сам состав, количество осадков, температурный режим и т.д. Таким образом, канонические математические модели морфологических структур выступают теми элементами, из которых может быть создана математическая модель ландшафтного рисунка любой территории. Так, например, в настоящее время созданы канонические математические модели морфологических структур аллювиальных равнин, равнин с развитием карстовых и просадочно-суффозионных процессов, эрозионных равнин и другие (Викторов, 2006).

В основе методов математической морфологии ландшафта лежит тот удивительный факт, что уравнения математических моделей оказываются справедливыми для ландшафтов одного генетического типа в очень широком спектре физико-географических условий (состав отложений, осадки, возраст и др.). Эта удивительная устойчивость объясняется чертами сходства в протекании главных процессов (эрозия, карст и т.д.) в разных природных условиях и была подмечена ранее в качественном виде как явление изоморфизма ландшафтных рисунков (Николаев, 1975). Благодаря этому свойству математические модели ландшафтных рисунков могут быть созданы, без указания на конкретные состав отложений, осадки и др. для территории данного генетического типа; конкретные условия влияют только на значения параметров в модели.

Математические модели сложных морфологических структур могут быть получены теоретическим путем на базе канонических моделей.

Модели математической морфологии ландшафта могут быть использованы в различных задачах исследования криолитозоны: анализ и прогноз динамики ландшафтов, выявление новых закономерностей, индикация геологических условий, оценка рисков для инженерных сооружений в криолитозоне. Покажем это на примере термокарстовых равнин.

Рассмотрим участок озерно-термокарстовой равнины однородный по грунтовым и геоморфологическим условиям.

В основу модели могут быть положены следующие предположения:

1. Процесс появления первичных понижений является вероятностным и на непересекающихся площадках идет независимо,

2. Генерация термокарстовых понижений произошла одновременно и вероятность возникновения одного понижения на пробной площадке зависит только от ее площади (Δs) и она много больше, чем вероятность возникновения нескольких понижений, то есть

$$p_1 = \mu \Delta s + o(\Delta s) \quad (1)$$

$$p_k = o(\Delta s) \quad k = 2, 3, \dots \quad (2)$$

где μ — среднее число понижений на единицу площади.

1. Рост размеров озер благодаря термоабразионному воздействию, происходит независимо друг от друга, и он прямо пропорционален запасам тепла в озере и обратно пропорционален площади боковой поверхности озерной котловины,

2. Глубина озера пропорциональна радиусу.

Первые предположения представляются естественными, так как вытекают из однородности рассматриваемой территории и отражают сравнительную редкость возникновения термокарстовых понижений. Третье предположение исходит из того, что термическое воздействие пропорционально величине теплового потока, проходящего через единицу площади поверхности. Наконец четвертое предположение отражает тот факт, что наряду с ростом диаметра озера идет пусть и медленное протаивание и в глубину (может быть заменено предположением о постоянстве глубины).

Созданные основания модели позволяют на основе строгого математического анализа предположений получить закономерности строения термокарстовой равнины. Так, распределение числа термокарстовых понижений (центров) на случайно выбранной площадке отвечает закону Пуассона, то есть,

$$P(k) = \frac{(\mu s)^k}{k!} e^{-\mu s} \quad (3)$$

где s — площадь пробной площадки, μ — среднее число понижений на единицу площади.

Если для упрощения в модели мы примем, что первичные термокарстовые понижения в момент возникновения имеют единичный радиус, то, отсюда следует логнормальное распределение радиуса

(диаметра, площади) озер, т.е., для плотности распределения справедливо

$$f_r(x, t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma x}\sqrt{t}} e^{-\frac{(\ln x - at)^2}{2\sigma^2 t}} \quad (4)$$

где a, σ — параметры модели.

Оба вывода находят эмпирическое подтверждение в реальных измерениях по материалам дистанционных съемок на территории участков, расположенных в Западной Сибири, на Аляске и других районах (Викторов 1995, 2006, Капралова 2008). Фрагменты материалов приведены ниже (рис. 1, табл. 1).

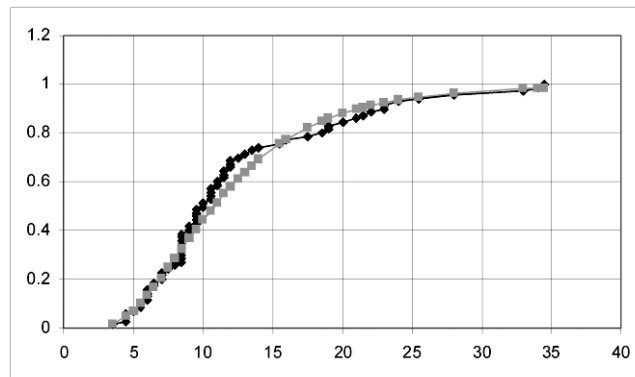


Рис.1 Сопоставление теоретического логнормального и эмпирического распределения радиусов термокарстовых озер (опытный участок).

Таблица 1. Сопоставление эмпирических и теоретических (закон Пуассона) распределений центров термокарстовых озер (Ямбургский участок)

Уча- - сток	N	Характер величины	Сред- ний лога- рифм	Стан- дарт логари- фма	χ^2	$\chi^2_{0,95}$
1a	64	диаметр	3,16	0,57	9,03	11,07
		площадь	5,70	1,05	5,79	7,81
		периметр	4,26	0,61	3,51	9,48
2a	64	диаметр	2,88	0,53	2,27	7,81
		площадь	5,14	0,97	0,43	3,84
		периметр	3,95	0,57	2,19	7,81
3a	70	диаметр	3,07	0,52	4,64	7,81
		площадь	5,55	1,01	9,01	5,99
		периметр	4,14	0,55	0,89	7,81
4a	34	диаметр	3,09	1,53	0,22	3,84
		площадь	5,54	1,03	5,95	3,84
		периметр	4,18	0,58	0,41	3,84
5a	105	диаметр	2,95	0,50	4,76	11,07
		площадь	5,39	0,87	8,37	7,81
		периметр	4,10	0,52	9,77	9,48
6a	100	диаметр	4,43	0,30	4,72	11,07

Согласно ряду результатов стационарных наблюдений (Burn & Smith 1990) наблюдался равномерный рост размеров термокарстового озера. Однако, в подавляющем большинстве случаев наблюдается логнормальность распределения размеров. Это заставляет предположить, что или возраст озер всегда распределен логнормально, или скорость роста распределена логнормально или, что представляется наиболее вероятным, что изменение скорости роста проявляется на более длительных рядах наблюдений, чем 8 лет.

Предположения 3 и 4 могут быть видоизменены. Согласно наблюдениям многих исследователей рост озерных котловин происходит путем деградации мерзлоты только в части бортов, расположенных ниже уровня воды в озере, а верхняя часть борта разрушается, образуя козырек под действием гравитационных сил. Поэтому предположение 3 может быть модифицировано следующим образом:

За. Рост размеров озер благодаря термоабразионному воздействию, происходит независимо друг от друга, и он прямо пропорционален запасам тепла в озере и обратно пропорционален площади боковой поверхности озерной котловины, находящейся под уровнем воды. Математический анализ показывает, что и в этом случае остаются справедливыми те же основные уравнения.

Результаты и обсуждение

Модели математической морфологии ландшафта могут быть использованы при анализе и прогнозе динамики ландшафтов и формирующих их процессов.

На основании подходов математической морфологии ландшафта может быть создана модель морфологической структуры озерно-термокарстовых равнин с асинхронным стартом термокарстовых процессов. Рассмотрим участок озерно-термокарстовой равнины, удовлетворяющий условию однородности. В основу модели могут быть положены следующие предположения:

Возникновение термокарстовых понижений является вероятностным и на непересекающихся площадках, а также в неперекрывающиеся отрезки времени идет независимо и постоянно.

1. Вероятность возникновения одного понижения на пробной площадке зависит только от ее площади (Δs) и величины рассматриваемого временного интервала (Δt), и она много больше, чем вероятность возникновения нескольких понижений, то есть

$$p_1 = \lambda \Delta s \Delta t + o(\Delta s \Delta t) \quad (5)$$

$$p_k = o(\Delta s \Delta t) \quad k = 2, 3, \dots$$

2. Рост размеров озер благодаря термоабразионному воздействию, происходит независимо друг от друга, и он прямо пропорционален запасам тепла в озере и обратно пропорционален площади боковой поверхности озерной котловины,

3. Глубина озера пропорциональна его размерам.

Предположения отличаются от первого варианта синхронного старта пунктами 1 и 2.

Созданные основания модели позволяют аналитическим путем получить закономерности строения термокарстовой равнины. Как можно показать (Викторов 1995), из справедливости высказанных положений строго вытекает, что распределение числа термокарстовых понижений (центров) на случайно выбранной площадке подчиняется закону Пуассона, то есть,

$$P(k, t) = \frac{(\lambda t s)^k}{k!} e^{-\lambda t s} \quad (5)$$

где λ — среднее число понижений, генерирующихся на единице площади за единицу времени, s — площадь пробной площадки, t — возраст процесса.

Однако распределение диаметров озер для всей совокупности из-за асинхронности старта будет отличаться от логнормального. Если для упрощения в модели мы примем, что первичные термокарстовые понижения в момент возникновения имеют единичный радиус, то распределение диаметров, при условии равномерного во времени возникновения первичных термокарстовых понижений, может быть получено осреднением по времени (Викторов 2006)

$$f_d(x) = \frac{1}{t_0} \int_0^{t_0} \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma x}} e^{-\frac{(\ln x - at)^2}{2\sigma^2 t}} dt \quad (6)$$

При длительном периоде развития — а именно с такими процессами чаще всего сталкивается наблюдатель — можно получить интересное приближение. Пользуясь таблицами преобразования Лапласа, получаем после упрощения

$$f_d(x) \approx \frac{1}{at_0 x} \quad \text{при } x \geq 1. \quad (7)$$

Таким образом, для нормированных радиусов хорошим приближением самого распределения, видимо, может быть

$$F_d(x) \approx \frac{\ln x}{\ln b}, \quad 1 \leq x \leq b, \quad (8)$$

где b — параметр.

Полученные выражения позволяют получить вероятность того или иного состояния территории через заданное время. Необходимые для этого значения параметров модели могут быть очевидным образом получены на основе материалов повторных дистанционных съемок.

$$\bar{\lambda} = \frac{n_2 - n_1}{t_2 - t_1}, \quad (9)$$

$$\bar{a} = M_2 + \frac{M_2 - M_1}{t_2 - t_1} (t_3 - t_2), \quad (10)$$

$$\bar{\sigma} = \sqrt{D_2 + \frac{D_2 - D_1}{t_2 - t_1} (t_3 - t_2)} \quad (11)$$

где t_1, t_2 — сроки съемок, t_3 — срок прогноза, M_1, M_2 — математическое ожидание логарифма радиуса озера за соответствующий срок съемки, D_1, D_2 — дисперсия логарифма радиуса озера за соответствующий срок съемки, n_1, n_2 — плотность расположения озер за соответствующий срок съемки.

Использование модели позволяет анализировать и более сложные ситуации. Так рассмотрим эрозионно-термокарстовую равнину. Исследуемый тип территории представляет собой слабоволнистую субгоризонтальную поверхность с преобладанием различной тундровой растительности (пушицевые тундры, осоково-пушицевые тундры и др.), в которую вкраплены озера и хасыреи, а также местами развита нечастая эрозионная сеть. Озера имеют изометричную, часто округлую форму и беспорядочно разбросаны по равнине. Хасыреи

представляют собой плоские понижения, также изометричной формы, занятые луговой или болотной растительностью и аналогично озерам в беспорядке располагающиеся на равнине (рис.2).

Основные предположения модели морфологической структуры эрозионно-термокарстовых равнин в первых пунктах отвечают рассмотренной выше модели озерно-термокарстовых равнин, но дополняются еще двумя предположениями, описывающими взаимодействие термокарстовых и эрозионных процессов:

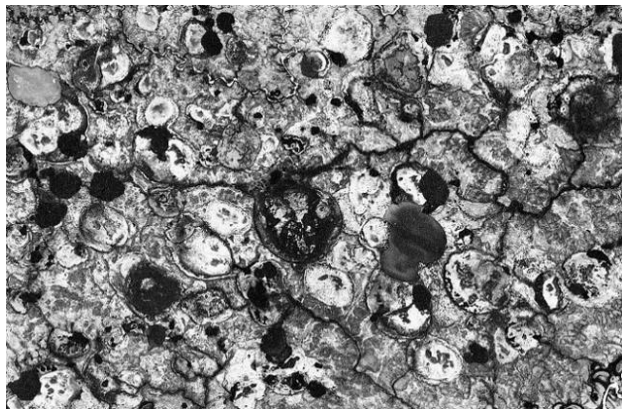


Рис. 2. Типичное изображение ландшафтного рисунка эрозионно-термокарстовых равнин на материалах космической съемки

4. В процессе роста озеро может перейти в хасырей при его спуске эрозионной сетью, вероятность этого не зависит от других озер; при этом рост озера прекращается;

5. Расположение истоков эрозионных форм на случайно выбранной площадке является случайным событием и его вероятность пропорциональна величине этой площадки.

Сложность анализа динамики подобной территории заключается в том, что на участке существуют две противоположные тенденции: роста озер и появления новых озер с одной стороны и исчезновения озер из-за спуска эрозионными процессами и превращения в хасырей – с другой. Какова динамика территории по прошествии значительного времени?

Математический анализ модели позволяет показать (Victorov 2005), что при прошествии большого времени при широком спектре условий на территории эрозионно-термокарстовых равнин может устанавливаться динамическое равновесие в процессах генерации термокарстовых озер и превращения их в хасырей. Это динамическое равновесие характеризуется следующими зависимостями в морфологической структуре эрозионно-термокарстовых равнин:

плотность распределения радиусов термокарстовых озер

$$f(x, \infty) = -\frac{2}{xEi(-\pi\gamma)} e^{-\pi\gamma x^2}, \quad x > 1, \quad (12)$$

средняя плотность расположения озер

$$\eta(\infty) = -\frac{\lambda}{2a} Ei(-\pi\gamma) \quad (13)$$

средняя площадь озера

$$\bar{s}(\infty) = -\frac{1}{\gamma Ei(-\pi\gamma)} e^{-\pi\gamma} \quad (14)$$

пораженность с учетом генерации термокарстовых понижений, роста озер и их перехода в хасырей

$$P_l(\infty) = 1 - \exp\left(-\frac{\lambda}{2a\gamma} e^{-\pi\gamma}\right) \quad (15)$$

распределение радиусов хасыреев

$$F_h(x, \infty) = 1 - e^{-\pi\gamma x^2}, \quad (16)$$

где γ – средняя плотность расположения истоков эрозионных форм, a, σ – параметры модели, $Ei(x)$ – интегральная экспоненциальная функция.

Полученные выводы также прошли определенную эмпирическую проверку (рис.3).

Использование моделей математической морфологии ландшафта позволяет получать новые закономерности

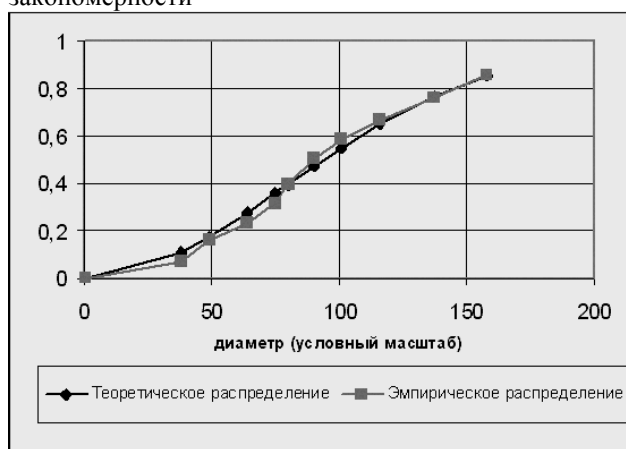


Рис.3. Соответствие теоретического и эмпирического распределения размеров хасыреев (участок Ямбургского ГКМ).

строения ландшафтов криолитозоны. Так, например, оценим характер взаимосвязи между характеристиками хасыреев и характеристиками эрозионной сети территории. Наличие такой взаимосвязи представляется весьма вероятным, так как формирование хасыреев напрямую связано с взаимодействием термокарстовых и эрозионных процессов. Для решения задачи воспользуемся моделью морфологической структуры эрозионно-термокарстовых равнин. Пусть исследуется участок эрозионно-термокарстовой равнины, удовлетворяющий условию однородности, и прошло значительное время с момента начала термокарстовых и эрозионных процессов. В этом случае при весьма широком спектре условий, как изложено выше, справедливы предельные распределения размеров озер, их площади и, в частности, распределение радиусов хасыреев, которое отвечает распределению Рэлея (16).

Используя это распределение и найдя математическое ожидание (т.е. среднее значение) радиуса хасырея получаем

$$r_h = \frac{1}{2\sqrt{\gamma}} \quad (17)$$

где γ – плотность расположения истоков эрозионных форм. Откуда следует соотношение

$$\gamma = \frac{1}{d_h^2} \quad (18)$$

где d_h – средний диаметр хасырея. Таким образом, с помощью математического анализа модели получено простое соотношение: плотность расположения эрозионных форм обратно пропорциональна квадрату диаметра хасырея (и следовательно его площади). Этот теоретический результат получен для однородных условий, большого времени развития процесса и должен пройти эмпирическую проверку. Однако выглядит он весьма перспективно.

Другой пример, оценим характер взаимосвязи между пораженностью термокарстовым процессом, плотностью расположения термокарстовых озер и их площадью. Эта задача была решена для широкого класса опасных геологических процессов с очагами круговой формы (суффозионные, карстовые и др.), к которым относится и термокарст (Victorov 2005, Викторов 2006). В основу ее был положен тот факт, что пораженность, представляющая собой среднюю долю площади участка, занятую очагами термокарстовых процессов, одновременно равна вероятности точки, случайно бросаемой на участок, оказаться в пределах термокарстового очага. Последнее в свою очередь представляет собой задачу о вероятности поражения термокарстовыми процессами сооружения малых размеров. Согласно полученному решению этой задачи справедливо соотношение для пораженности

$$P_d(t) = 1 - e^{-\mu(t)s(t)} \quad (19)$$

где $\mu(t)$ – средняя плотность расположения термокарстовых озер, $s(t)$ – средняя площадь озера, t – время. Вывод прошел первичную эмпирическую проверку.

Использование подходов математической морфологии ландшафта позволяет по-новому подойти к задачам индикационного дешифрирования материалов дистанционных съемок на основе количественных методов. Одной из основных проблем дешифрирования является количественный анализ рисунка изображения.

Модели математической морфологии ландшафта позволяют создавать новые методы и программные средства текстурного анализа материалов дистанционных съемок. При текстурном анализе базовыми являются следующие вопросы:

- Какие показатели должны быть выбраны для анализа,
- Каковы критерии значимости отличий при определении сходства анализируемого и эталонного участка.

Использование моделей математической морфологии ландшафта позволяет выбрать совокупность показателей, которые бы были независимыми и информативными и кроме того несли полную информацию о рисунке исследуемого участка. Далее анализ тех же моделей позволяет определить критерии значимости отличий.

Особенностью текстурного анализа, базирующегося на описанных принципах, является то, что существенно используется генетический тип территории. Программный комплекс текстурного

анализа в этом случае в отличие от многих программных средств автоматизированного дешифрирования содержит в меню выбор генетического типа анализируемой территории. Выбирая пункт меню, исследователь автоматически выбирает математическую модель, что в свою очередь автоматически определяет выбираемые параметры и критерии значимости отличий. Таким образом, метод количественного анализа автоматически адаптируется к территории. Далее скользящее окно пробегает всю площадь изображения, и текстурные параметры фрагмента изображения в пределах окна сравниваются с текстурными параметрами эталона.

В настоящее время в Институте геоэкологии РАН создана первая версия программного комплекса текстурного анализа, работающая на идеологии математической морфологии ландшафта. Использование комплекса текстурного анализа включает следующие процедуры:

- Выбор эталонного участка,
- Задание через меню генетического типа территории,
- Автоматический анализ текстуры изображения.

В результате работы комплекса в пределах изображения выделяется цветом область близкая по особенностям текстуры к эталонному участку.

Работа комплекса прошла первичное опробование на примере территории озерно-термокарстовой равнины северо-востока европейской части РФ. В качестве эталонного участка был определен участок локального поднятия. Автоматическое выделение участков подобных эталонному выполнялось на базе созданного программного комплекса для двух значений величины пробной площадки. В качестве выделенной площади было принято пересечение площадей для первого и второго случая. Сравнение выделенной площади со структурной картой девонских отложений, созданной геофизическими методами, показало, что выделенная в результате работы комплекса площадь приурочена к крыльям локальных структур. Такой результат может быть объяснен тем, что ландшафтный рисунок территории в значительной мере связан с наличием ослабленных зон, основным фактором формирования которых являются напряжения, возникающие на крыльях структур. Таким образом, опробование программного комплекса следует оценить положительно.

Использование подходов математической морфологии ландшафта позволяет решать более практические задачи, например, задачу оценки риска поражения термокарстовыми процессами линейных сооружений. Решение базируется на том факте, что поражение линейного сооружения отвечает ситуации пересечения контура сооружения с очагом процесса.

Так например может быть решена задача о вероятности поражения инженерного сооружения активными термокарстовыми очагами. Проведенный анализ (Викторов 2006) позволяет сделать вывод о том, что, так как распределение очагов имеет распределение Пуассона, и развитие каждого очага независимо, то распределение числа поражений линейного объекта очагами диффузного процесса,

будет представлять собой также распределение Пуассона.

$$P(v) = \frac{[2\gamma(t)Lr(t)]^v}{v!} e^{-2\gamma(t)Lr(t)} \quad (20)$$

где $\gamma(t)$ – средняя плотность расположения термокарстовых озер, $r(t)$ – средний радиус, L – длина линейного сооружения, t – возраст процесса. Параметр этого распределения равен произведению длины линейного сооружения на плотность распределения очагов и их средний диаметр. То есть, средняя плотность расположения отрезков поражения составляет

$$\gamma_l(t) = 2\gamma(t)r(t). \quad (21)$$

Отсюда нетрудно получить, что вероятность поражения линейного объекта хотя бы одним очагом равна

$$P_{dl}(L) = 1 - e^{-2\gamma(t)r(t)L}. \quad (22)$$

Для простоты в задаче предполагалось, что линейное сооружение создано до начала термокарстовых процессов, что сооружение не влияет на термокарст, и термокарстовые озера не превращаются в хасыреи.

С учетом возможности поражения линейного сооружения активными термокарстовыми очагами, которые стали выраженными к моменту времени t , получаем вероятность поражения линейного сооружения за указанное время

$$P_{dl}(L) = 1 - e^{-2[\gamma(t)\bar{r}(t) + \gamma_{dg}(t)\bar{r}_{dg}(t)]L}, \quad (23)$$

где $\gamma(t)$, $\gamma_{dg}(t)$ – соответственно плотность расположения термокарстовых озер и хасыреев, и $\sigma(t)$, $\sigma_{dg}(t)$ – стандартные отклонения их радиусов, t – возраст процесса.

Было получено также решение, учитывающее инициацию термокарстового процесса линейным сооружением и учитывающее более раннее начало термокарстового процесса по сравнению с возрастом сооружения.

Выводы

Модели математической морфологии ландшафта могут быть использованы в различных задачах исследования криолитозоны: анализ и прогноз

динамики ландшафтов, выявление новых закономерностей, индикация геологических условий, оценка рисков для сооружений в криолитозоне.

Получены закономерности распределения размеров и расположения термокарстовых озер, распределения размеров хасыреев, прогностические закономерности соотношения размера хасыреев и плотности расположения истоков эрозионных форм, соотношения пораженности и средней площади и плотности расположения термокарстовых очагов.

Литература

- Викторов А.С. 1995. Математическая модель термокарстовых озерных равнин как одна из основ интерпретации материалов космических съемок. Исследование Земли из космоса 5: 42-51.
- Викторов А.С. 2006. Основные проблемы математической морфологии ландшафта.- М.: Наука, 252 с.
- Капралова В.Н. 2008. Использование данных дистанционного зондирования и методов математической морфологии ландшафта для изучения термокарстовых процессов // Международный год планеты Земля: задачи геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Сергеевские чтения. М.: ГЕОС., 10: 430-434
- Николаев В.А. 1975. Об анализе структуры степных и полустепных ландшафтов по материалам аэрофотосъемки. Вестник МГУ. Сер.геогр. №3: 15-21.
- Victorov A.S. 2005. Mathematical Models of Thermokarst and Fluvial Erosion Plains. GIS and Spatial Analysis. Proceedings of IAMG 2005, Toronto, Canada 1: 62-67.
- Victorov A.S. & Trapeznikova O.N. 2000. The erosion plain mathematical model as a base for space image interpretation methods in geoenvironmental research. Proceedings of the 4th international symposium on environmental geotechnology and global sustainable development, Boston, USA. 603-612
- Burn C.R., Smith M.W. 1990. Development of Thermokarst Lakes During the Holocene at Sites Near Mayo, Yukon Territory. Permafrost and Periglacial Processes 1: 161-176.

Особенности устройства и применения буропускных комбинированных свай в мерзлотно-грунтовых условиях г. Магадана

В.П. Власов

*Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция
Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Магадан, Россия*

Реферат

В городе Магадане, территория которого характеризуется глубоким сезонным промерзанием поверхностного слоя и островным распространением высокотемпературных многолетнемерзлых пород (ММП), нередко возникает необходимость возведения зданий и сооружений на площадках, где нижняя граница ММП залегает на глубинах 12-20 м и более. На таких участках устройство оснований и фундаментов осуществляется с применением буропускных комбинированных свай, посредством которых производится прорезка ММП на всю их выявленную мощность, а опирание подошвы фундаментов осуществляется на предварительно уплотненное щебнем основание скважин, забуренных до проектных отметок в талые грунты. При этом комбинированная свая по глубине погружения состоит в нижней части из опорной щебенисто-грунтовой подушки, в средней – из столба монолитного бетона, а в верхней – из железобетонной стойки с заполнением свободного пространства скважины грунтовым (шламовым) раствором. В статье излагается краткое инженерно-геокриологическое обоснование метода устройства свай и дается описание технологических операций при их изготовлении, а также приводятся особенности испытаний свай и расчета по несущей способности.

Ключевые Слова: Буропускные комбинированные сваи; несущая способность; негативное трение; островная мерзлота; оттаивающие и талые грунты; устойчивость зданий.

Введение

Город Магадан расположен в южной криолитозоне Крайнего Северо-Востока России [Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток..., 1989]. Территория города занимает часть побережья Тауйской губы Охотского моря в месте сочленения материка с полуостровом Старицкого. Она отличается средне-гористым рельефом местности и находится в области развития огромного батолита, на поверхности которого залегают породы неогена, прикрытые чехлом четвертичных отложений мощностью до 15 м. Грунты, находящиеся в зоне влияния фундаментов зданий и сооружений, как правило, представлены гравийно-галечниковыми и щебенисто-дресвяными отложениями, песками различной крупности, супесчаными и суглинистыми грунтами с высоким процентным содержанием крупнообломочных включений. Площадки с наличием скальных пород в черте города встречаются довольно редко. Залегание грунтов по глубине и площади распространения характеризуется чрезвычайной пестротой. Даже в пределах небольших строительных площадок наблюдаются резкие изменения литологического состава грунтов, выклинивание отложений с большими перепадами по высоте [Инженерная геология СССР..., 1977].

Необходимо отметить, что в разные геологические периоды территория в районе Магадана неоднократно подвергалась интенсивным тектоническим воздействиям, которые в настоящее время здесь проявляются в землетрясениях [Малиновский и др., 2005]. По современным данным [Сейсмическое районирование..., 2000] рассматриваемый район входит в зону восьмибалльной сейсмичности.

Климат территории муссонный, морской. Среднегодовые значения температуры воздуха, количества осадков и скорости ветра соответственно составляют: $-3,6^{\circ}\text{C}$, 548 мм и 5,6 м/с [Справочник..., 1977]. Большая часть строительных площадок города характеризуется наличием подземных вод (верховодки), образованию которых способствует пересеченный рельеф местности, значительная глубина сезонного оттаивания (2,5-3,5 м) и обилие атмосферных осадков [Малахаев и др., 1974].

Геокриологические условия

Как и во всех южных геокриологических районах криолитозоны, мерзлотно-грунтовые условия застраиваемой территории отличаются большой пестротой и сложностью [Основы геокриологии..., 1999]. Прежде всего это относится к характеру распространения ММП. Они встречаются здесь под слоем сезонного промерзания-оттаивания среди талых грунтов в виде отдельных линз и островов, площадь которых в плане может изменяться от 100 до 10000 м². Мощность ММП на этих участках, в зависимости от их размеров в плане колеблется от 2 до 30 м. При этом кровля линз и островов мерзлоты обычно находится на глубине 3-5 м, но в некоторых случаях она может опускаться и ниже. На отдельных участках встречается слоистое распространение ММП, здесь они перемежаются с прослоями талых грунтов.

Особенность местных ММП – их высокая отрицательная температура, которая на глубине нулевых годовых амплитуд близка к 0°C и, как правило, находится в пределах $-0,1...-0,2^{\circ}\text{C}$. Исключение составляют отдельные острова мерзлоты, расположенные на заболоченных низинных участках и возвышенных частях городской территории, где

температура грунтов понижается до $-0,5 \dots -1^\circ\text{C}$. В целом же, строительное освоение и длительная эксплуатация большинства районов города, здания и сооружения которых возведены на фундаментах с допущением оттаивания ММП в их основаниях, заметно изменили температурный режим территории г. Магадана.

Поэтому в настоящее время о размерах и мощности отдельных островов мерзлоты следует судить только в статическом смысле, то есть на момент проведения инженерно-геологических изысканий той или иной строительной площадки. Дело в том, что, практически, любые изменения характера теплообмена на поверхности земли, обусловленные хозяйственной деятельностью, незамедлительно отражаются на тепловом состоянии высокотемпературных мерзлых толщ. Отмечена тенденция к их постепенной деградации. При этом немаловажное значение имеет процесс глобальных климатических изменений.

Тем не менее в черте города и особенно в его окрестностях, где начинают осваиваться строительством новые площадки, в многолетнемерзлом состоянии продолжают оставаться все распространенные здесь литологические разности грунтов, что необходимо учитывать при проектировании и строительстве новых зданий и сооружений, опираясь на предшествующий опыт. Согласно последнему, недочет особенностей мерзлотно-грунтовых условий, нередко становился причиной аварий и деформаций некоторых объектов строительства, которые возводились еще и в начале 1990-х годов [Власов, 2004].

При выборе методов нового строительства на участках глубокого залегания ММП инженерно-геокриологическими изысканиями установлено следующее.

Крупнообломочные и песчаные мерзлые породы, вмещающие талые грунты, обладают, как правило, массивной криогенной текстурой. Пылевато-глинистым и пылеватым пескам свойственно слоистое и сетчато-слоистое криогенное строение. Наиболее льдонасыщенными являются верхние горизонты многолетнемерзлых толщ. На глубинах до 8-10 м, а в некоторых случаях и ниже, суммарная влажность галечников составляет 0,08-0,12, песков и супесей – 0,18-0,22, суглинков – 0,3-0,35. Встречаются отложения с влажностью 0,4-0,6. При такой влажности (льдистости) мерзлые грунты часто просадочны при оттаивании и могут давать осадку от 3 до 18 см/м.

Талые грунты того же вида и состава, расположенные в приконтактной зоне с ММП, отличаются также большой влажностью и сжимаемостью. Однако при удалении их на некоторое весьма небольшое расстояние от границ ММП и с увеличением глубины залегания влажностные характеристики и деформационно-прочностные свойства талых грунтов заметно улучшаются, которые по своим строительным качествам не уступают обычным немерзлым грунтам, а по отдельным показателям превосходят их [Власов, 1992].

Объяснение этого природного феномена [Основы геокриологии ..., 1999; Теория и практика ..., 1965; Ерошенко, 1972] состоит в том, что талые грунты криолитозоны, в том числе и в районе г. Магадана [Калабин, 1960], в геологическом прошлом находились в многолетнемерзлом состоянии, но под влиянием климатических и антропогенных воздействий постепенно растеплились. Посткриогенная текстура, характерная для оттаявших грунтов, по истечении определенного времени полностью разрушилась. Под тяжестью собственного веса, сопровождаемого агрегатным распадом минерального скелета в обводненной среде, произошла переупаковка твердых частиц с вытеснением излишней влаги из пор грунта и заполнением их мелкоземом. В результате этих процессов грунты заметно уплотнились, что отразилось на современных показателях физико-механических свойств большинства разновидностей талых грунтов. Об этом свидетельствуют обобщенные фактические данные инженерно-геокриологических изысканий на территории Магадана.

Очевидно, что данное обстоятельство стало причиной широкого использования талых грунтов в качестве надежного основания зданий и сооружений, возводимых в различных районах южной криолитозоны, если такие грунты были доступны по глубине залегания для того или иного типа фундаментов.

О выборе метода устройства фундаментов

Совместное существование многолетнемерзлых и талых грунтов в пределах одной строительной площадки с учетом характера их распространения по глубине и площади залегания в основании здания или сооружения накладывает отпечаток на выбор проектно-технологических решений фундаментов. В геокриологическом отношении это обусловлено следующими факторами: 1) высокой отрицательной температурой ММП; 2) прерывистостью мерзлых толщ со сложной, меняющейся от участка к участку конфигурацией кровли ММП, нередко со значительным отрывом от подошвы слоя сезонного промерзания, а также возможностью наличия двухслойного распространения мерзлых пород, отделенными друг от друга прослоями талых грунтов; 3) большой динамичностью островов ММП во времени и в пространстве, что связано как с короткопериодными колебаниями климата, так и техногенным воздействием при освоении и эксплуатации территории застройки; 4) льдонасыщенностью мерзлых грунтов, часто значительной, а следовательно, и высокой просадочностью при оттаивании; 5) наличием слоя сезонного промерзания, мощность которого изменяется в широком диапазоне (от 1 до 3,5 м); причем в суровые малоснежные зимы поверхностный слой талых грунтов может промерзнуть до глубины 4-5 м, в результате чего появляются «перелетки», а иногда и новые мерзлые толщ; 6) неравномерным, как правило, глубоким залеганием кровли несущих слоев грунтов (8-20 м и ниже), которые по своим деформационно-прочностным свойствам могут

удовлетворять основным параметрам по надежности как основания зданий и сооружений.

Согласно российским строительным нормам и правилам [СНиП..., 1990], в таких инженерно-геокриологических условиях проектирование оснований и фундаментов целесообразно осуществлять по принципу II, то есть с использованием ММП в оттаянном или оттаивающем состоянии. В этом случае наиболее предпочтительными для строительства являются площадки с наличием скальных либо других малосжимаемых пород, к которым также относятся природно-талые или мерзлые, сохраняющие деформационно-прочностные качества после оттаивания грунты. Однако эти породы зачастую бывают перекрыты значительной толщей льдонасыщенных рыхлых отложений. Поэтому главной особенностью принципа II служат мероприятия по уменьшению деформаций основания (например, посредством предпостроечного оттаивания ММП, замены их талым крупнообломочным грунтом, прорезки просадочной при оттаивании мерзлой толщи пород сваями и пр.), а также меры по приспособлению надфундаментной части сооружения к восприятию неравномерных осадок грунтов. Последние заключаются в применении конструкций и элементов здания, в которых не появляются дополнительные напряжения, либо они гасятся конструкциями повышенной жесткости и прочности. В целом эти меры, выполняемые в сочетании с приемами по уменьшению неравномерности деформаций оснований сооружений, входят в систему антисейсмических мероприятий для объектов строительства, возводимых в сейсмически опасных районах южной криолитозоны, к которым относится и территория города Магадана.

Таким образом, сохранность и долговечность, а также требуемые эксплуатационные качества сооружений в рассматриваемых мерзлотно-геологических условиях должны достигаться путем назначения соответствующей конструктивной схемы надземной части здания, типа фундамента, осуществлением инженерной подготовки грунтов основания и регулированием их механического взаимодействия с фундаментом. Совокупность перечисленных мер или части из них в инженерной геокриологии принято называть способами обеспечения устойчивости зданий [Основы геокриологии..., 1999].

Задача проектирования заключается в том, чтобы сообразуясь с конкретными мерзлотно-геологическими условиями и накопленным опытом строительства, выбрать наиболее эффективный с технико-экономической точки зрения и эксплуатационной надежности вариант основания и фундамента.

Технологические особенности устройства буроопускных комбинированных свай

Многолетняя строительная практика показала, что в описанных выше инженерно-геокриологических

условиях территории г. Магадана наилучшим решением проблемы обеспечения устойчивости зданий и сооружений является использование свайных фундаментов [Конаш, 1977; Власов, 1992]. Они позволяют избежать влияния больших и неравномерных деформаций основания за счет прорезки слабых (просадочных при оттаивании) слоев пород сваями с заглублением и опиранием их нижних концов в талые грунты. Для этого применяют весьма специфичные технологии: в Магадане наиболее приемлемыми оказались буродобивная и буроопускная комбинированная [Власов, 1992]. Они обеспечены местными нормами проектирования [ВСН..., 1988], которые в настоящее время в связи с принятием Федерального закона Российской Федерации от 30.12.2009 г. № 384-ФЗ «Технический регламент о безопасности зданий и сооружений» переработаны в «Рекомендации по проектированию и устройству свайных фундаментов зданий и сооружений на оттаивающих и талых грунтах Магаданской области». Для рационального проектирования и устройства фундаментов в «Рекомендациях ...» приведены региональные значения сопротивлений грунтов под нижними концами свай и на их боковой поверхности, удельные величины сил негативного трения, а также поправочные коэффициенты к этим показателям, зависящие от принятого способа погружения свай в грунт. Все исходные данные для расчета свай получены опытным путем в полевых условиях [Власов и Конаш, 1974; Конаш, 1977; Власов, 1992, 1994].

В качестве расчетного несущего слоя для свай принимаются талые грунты, залегающие под толщей ММП и дающие в пределах глубины сжимаемой толщи суммарную осадку, не превышающую допустимую для проектируемого класса зданий и сооружений. Выбор вида свай и типа свайного фундамента (например, свайных кустов, полей, рядов) производят исходя из конкретных условий строительной площадки, характеризующихся материалами инженерно-геокриологических изысканий, и расчетных нагрузок действующих на фундамент.

При наличии в основании строительных объектов мощных многолетнемерзлых толщ, нижняя граница которых находится на глубине более 12 м от дневной поверхности земли или отметки дна котлована, сваи погружаются в талый грунт, перекрытый ММП, буроопускным комбинированным способом. При меньшей глубине залегания подошвы ММП используются буродобивные сваи, а при их отсутствии – столбчатые, ленточные или плитные фундаменты.

Буроопускные комбинированные сваи, пришедшие на замену камуфлетных свай [Власов, 1992], представляют собой сборно-монолитные конструкции, устраиваемые в глубоких скважинах: в нижней части они состоят из набивного бетонного столба, опираемого на армированный щебнем забой скважины, а в верхней – из опускной железобетонной стойки, замоноличенной в набивную часть монолитного бетонного столба сваи на глубину не

менее трех диаметров скважины; при этом наибольший размер поперечного сечения опускного железобетонного элемента должен быть на 15 см меньше диаметра скважины, в которой изготавливается комбинированная свая.

Из-за чрезвычайной сложности мерзлотно-геологических условий осваиваемых строительством участков застройки, характеризующихся пестрым напластованием грунтов различной крепости и находящихся в многолетнемерзлом и талом состоянии, бурение скважин под этот вид свай производится буровыми машинами (станками) ударно-канатного действия. Основным достоинством данного метода бурения, определившим его повсеместное использование в северном фундаментостроении, является универсальная применимость в грунтах практически любого состава (с высоким процентным содержанием крупнообломочных включений и глыбового материала, валунов и пр.), а также теплового состояния – без ограничений [Растегаев, 1992]. Диаметр скважин может достигать 800 мм, а глубина бурения – 50 м. В нашем случае эти параметры составляют 450-530 мм и 12-20 м соответственно [Власов, 1992].

Ударно-канатное бурение заключается в том, что сбрасываемый с определенной высоты ($H \approx 1$ м) ударный снаряд (долото) своим острием разрушает горную породу. Вода, периодически подливаемая в углубляемую скважину, перемешивается с мелко раздробленным грунтом и превращает его в жидкообразную грунтовую массу – буровой шлам, извлекаемый из скважины желонками после каждого рейса бурения. Недостаток метода состоит в неполной зачистке забоя. Как правило, на дне скважины остается слой шлама высотой от 10 до 30 см. Кроме того, грунт на некоторой, хотя и небольшой, глубине ниже забоя скважины может находиться в несколько взрыхленном состоянии.

Бурение, как правило, производится с креплением скважин инвентарными обсадными металлическими трубами. При этом, в зависимости от мерзлотно-грунтовых и гидрогеологических условий площадки, обсадка скважин может осуществляться двумя способами. При первом способе скважина проходится на полную глубину с последующей обсадкой цельной инвентарной трубой соответствующего размера. Этот способ рекомендуется применять при проходке скважин, стенки которых имеют временную устойчивость и могут обрушаться лишь спустя некоторое время после окончания бурения. Второй способ обсадки применяется в случае обрушения стенок скважин уже в процессе бурения и заключается в порейсовой обсадке отдельными звеньями труб (по мере углубления скважины). В данном случае первоначально погружается нижнее звено обсадной трубы с последующим наращиванием электросваркой необходимого количества промежуточных звеньев труб с учетом установки последнего (верхнего) звена, обеспечивающего извлечение изготовленной таким образом составной обсадной трубы.

Осаживание инвентарных металлических труб (целиком или звеньями) осуществляют с помощью специального наголовника, устанавливаемого на их верхнюю часть, ударами забивной бабки, закрепленной на буровом снаряде (долоте), а извлечение – инструментальной лебедкой станка.

Основным критерием, определяющим качество комбинированной технологии фундамента, а следовательно и формирования несущего грунтового ядра в основании свай, является плотное сопряжение набивного бетонного столба с забоем скважины. Проблема качества этого сопряжения может усугубиться остатками шлама и разрыхленной породы между указанными элементами. Дело в том, что прочность шлама будет всегда ниже прочности природного грунта ненарушенной структуры. Выход найден в том [Власов, 1992], что в шламовый остаток и в взрыхленное дно скважины втрамбовывается щебень.

В качестве трамбовки используется ударный снаряд (долото) бурового станка. Для этого ударный снаряд снабжается съемной насадкой в виде круглой металлической плиты толщиной 30-50 мм, диаметр которой должен быть на 1 см меньше диаметра скважины. В процессе трамбования щебня, предварительно засыпанного на дно скважины слоем, превышающем высоту остатка шлама не менее чем в два раза, происходят общие деформации уплотнения с взаимопроникновением щебня в шлам, а затем в разрыхленный грунт дна скважины и в ее стенки.

Уплотнение щебеночной поверхности производится до получения величины «отказа», не превышающей 2 см за последние 5 ударов трамбовки, при этом общая сумма «отказов» должна составлять не менее высоты слоя остатка шлама, измеренной до начала трамбования. В результате создается плотно упакованная структура щебенисто-шламовой подушки. Она вместе с уплотненным грунтовым ядром под забоем скважины образует опорную часть свай, посредством которой передается вертикальное усилие от эксплуатационных нагрузок через комбинированную конструкцию (набивной ствол и железобетонную стойку) на грунты основания фундаментов здания или сооружения.

По завершению устройства щебеночно-шламовой подушки изготавливают набивной бетонный столб, представляющий собой промежуточный элемент комбинированной свай. Он имеет для проектируемого фундамента принципиально важное значение, поскольку варьируя высотой набивной части, в которую замоноличивается верхний опускной железобетонный элемент свай, обеспечивается необходимая глубина заложения фундамента.

Надпорная набивная часть свай изготавливается из бетонной смеси классом не ниже В-20 с ВЦ 0,45-0,55 с осадкой конуса 5-10 см. В качестве противоморозной добавки – ускорителя набора прочности применяется хлористый натрий в количестве 2,5-3,5 % от веса цемента в бетонной смеси.

Бетонную смесь в скважины укладывают способом вертикально-перемещающейся трубы диаметром 250-325 мм. Уложенную на проектную высоту бетонную смесь уплотняют вибропогружателем при опускании

в набивной ствол сваи железобетонной стойки. Последняя замонтичивается в бетонной смеси набивного ствола. Стыковое соединение между этими элементами должно составлять не менее трех диаметров скважины. Свободное пространство (пазухи) между стенками скважины и телом железобетонной стойки обычно заполняют грунтовым (шламовым) раствором

Использование шламового раствора позволяет снизить влияние сил негативного трения, возникающих на боковой поверхности свай при осадке оттаивающего околоствайного грунта, повышая тем самым общую несущую способность фундамента, основанием подошвы которого могут служить любые разновидности талых горных пород.

Буроопускные комбинированные сваи могут устраиваться с извлекаемой и неизвлекаемой обсадной трубой. Последние применяют, когда отсутствует возможность качественного изготовления свай в скважинах с извлекаемой защитной оболочкой. Такие условия обычно возникают на оползневых и термокарстовых участках, а также на площадках с сильнольдистыми слоистыми мерзлыми толщами с прослоями хорошо фильтрующих талых крупнообломочных и песчаных пород, где под напором межмерзлотных подземных вод обильно пополняемых при протаивании ММП ствол свай на отдельных участках скважин может быть разрушен во время твердения бетонной смеси его набивной части.

Прочность бетона, используемого для устройства набивного ствола комбинированной сваи определяют с обязательным изготовлением контрольных образцов и обеспечением их твердения в условиях, аналогичных твердению бетона свай в мерзлотно-грунтовых условиях строительных площадок. В этом случае опытные образцы бетона размещают в специально оборудованных геотермических скважинах. Объем контролируемой партии назначают в зависимости от объема бетона, укладываемого в фундамент за 1 сутки.

До начала устройства ростверка, выборочное количество свай, входящих в состав фундамента, в обязательном порядке должно быть проверено на соответствие расчетной несущей способности грунтов основания, учитывая, в том числе и то, что сваи будут работать в условиях воздействия негативного трения оттаивающих грунтов вдоль их боковой поверхности [Власов, 1992; Торгашев, 2001]. Проверка заключается в проведении испытаний свай буроопускных комбинированных вдавливающим статическими нагрузками с опережающим измерением сил негативного трения, которое осуществляется в процессе оттаивания околоствайного грунта. Это измерение производится динамометром на обсадной трубе в интервале длины опускного железобетонного элемента при незаполненных свайных пазухах. Измеренное таким образом значение силы негативного трения необходимо вычесть из величины предельного сопротивления основания сваи, установленное после ее вдавливания статическими нагрузками в талый грунт. Методика таких испытаний и обработка их результатов излагается в работах [Власов, 1999; Vlasov, 2002].

Многочисленными пробными и контрольными испытаниями, выполненными на строительных площадках города Магадана, установлено, что фактическая несущая способность буроопускных комбинированных свай, изготовленных в скважинах диаметром 450-530 мм и глубиной от 12 м и более в зависимости от вида вмещающих их оттаивающих и талых грунтов составляет от 800 до 1500 кН. С использованием этих свай возведено около 100 пяти- и девятиэтажных жилых дома, а также здание Северо-Восточного государственного университета [Власов, 1991; Vlasov and Zeeva, 2004].

Заключение

Проектирование и устройство, приемка работ и контроль качества оснований и фундаментов с использованием буроопускных комбинированных свай на территории г.Магадана производится в соответствии с требованиями местных строительных норм [ВСН..., 1988], составленных в развитие обязательных положений национальных стандартов и сводов правил, касающихся особенностей строительства в условиях островного распространения высокотемпературных многолетнемерзлых пород при совместном их существовании с талыми грунтами.

Специфика буроопускных комбинированных свай состоит в том, что с их помощью стали эффективно осваиваться строительные площадки с глубоким залеганием нижней границы ММП, подстилаемых талыми грунтами, которые служат надежным основанием для возводимых здесь зданий и сооружений.

Эксплуатационная надежность работы фундаментов обеспечивается тем, что в расчетах пользуются региональными значениями сопротивлений грунтов под нижними концами и на боковой поверхности свай, удельными величинами сил негативного трения, а также поправочными коэффициентами к этим показателям, зависящими от принятой технологии устройства свай.

Достоинством буроопускного комбинированного способа погружения свай в грунт является возможность изготавливать их любой длины и диаметром, а также достаточно точно устанавливать на проектные отметки как понизу, так и поверху свай, сводя к минимуму строительные отходы.

При этом конструктивно – технологические особенности устройства свай в скважинах, диаметр которых в пределах длины опускного железобетонного элемента превышает наибольший размер их поперечного сечения, позволяют определять реальную несущую способность фундаментов в полевых условиях с учетом воздействия на них сил негативного трения оттаивающих грунтов, используя для этой цели обсадную трубу.

Все здания и сооружения, возведенные в г.Магадане на фундаментах с использованием таких свай на протяжении многих лет эксплуатируются без каких-либо существенных признаков деформаций.

При необходимости реконструкции объектов строительства эксплуатационная пригодность

фундаментов всегда может быть проверена путем статических испытаний свай непосредственно входящих в состав фундаментов существующих зданий по методике изложенной в работе [Vlasov, 2004].

Литература

- Власов В.П. 2004. Проблемы надежности оснований и фундаментов в Магаданской области // Основания, фундаменты и механика грунтов. – №2. – С. 24-29.
- Власов В.П., Конаш В.Е. 1974. Результаты обработки материалов статических испытаний свай в Магадане // Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. – Красноярск: Красноярский Промстройинипроект. – Сб. № 29. – С.68-83.
- Власов В.П. 1991. Внедрение буроопускных комбинированных свай в Магадане // Труды Магаданского ПромстройНИИпроекта. Вып.1. – Магадан, - С.37-45.
- Власов В.П. 1992. Особенности свайного фундаментостроения в талых и оттаивающих грунтах. – Якутск: ИМЗ СО РАН. – 176 с.
- Власов В.П. 1994. Инженерно-геокриологическое обеспечение методов свайного фундаментостроения в зоне островного распространения многолетнемерзлых грунтов // Колыма. - № 7-8. – С.16-21.
- Власов В.П. 1999. Рациональный способ предпостроечных испытаний свай в оттаивающих грунтах // Строительный комплекс России. Проблемы, перспективы, кадры / Труды межрегиональной научно-практич. конф. – Улан-Удэ: ВСГТУ. – Т.2. – С. 3-12.
- ВСН 110-010-87. 1988. Инструкция по проектированию и устройству свайных фундаментов в талых и оттаивающих грунтах Магаданской области. – М.: Минвостокстрой СССР. – 38 с.
- Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. 1989 / Под ред. Э.Д.Ершова. – М.: Недра. – 515 с.
- Ерошенко В.Н. 1972. Свайные фундаменты в пластично-мерзлых грунтах. – Л.: Стройиздат. – 175 с.
- Инженерная геология СССР. 1977. – Т.4. – Дальний Восток / Под ред. Е.Г.Чаповского. – М.: Изд-во МГУ. – 502 с.
- Калабин А.И. 1960. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. – Магадан: ВНИИ-1. – Т.18. – 471 с.
- Конаш В.Е. 1977. Свайные фундаменты в условиях островного распространения вечноммерзлых грунтов (на примере Магадана). – Л.: Стройиздат. – 135 с.
- Малахаев И.Д. и др. 1974. Внедрение в практику строительства камуфлетных и бурозабивных свай в сложных инженерно-геологических условиях Магадана / Проблемы Севера. Выпуск 19 // Проблемы повышения эффективности строительства на Севере. – М.: Наука. – С.219-225.
- Малиновский С.Б. и др. 2005. О сейсмической опасности Магаданской области // Колыма. № 1. – С. 27-32.
- Основы геокриологии. Ч.5. Инженерная геокриология. 1999. / Под ред. Э.Д.Ершова. – М.: Изд-во МГУ. – 526 с.
- Растегаев И.К. 1992. Разработка мерзлых грунтов в северном строительстве. – Новосибирск: Наука. – 351 с.
- Сейсмическое районирование территории Российской Федерации. 2000. – ОСП-1. – Карта на 4-х листах / Гл. ред. В.Н. Страхов и В.М. Уломов; ИОФЗ РАН. – М.: ННП «Текарт».
- Справочник по строительству на вечноммерзлых грунтах. 1977. / под ред. Ю.Я.Велли, В.И.Докучаева и Н.Ф.Федорова. – Л.: Стройиздат. – 552 с.
- СНиП 2.02.04-88. 1990. Основания и фундаменты на вечноммерзлых грунтах. – М.: ЦИТП Госстроя СССР. – 56 с.
- Теория и практика мерзлотоведения в строительстве (по опыту работы в восточной части Европейского Севера). 1965. / под ред. Л.А. Братцева и В.Ф.Жукова. – М.: Наука. – 188 с.
- Торгашев В.В. 2001. Свайные фундаменты в условиях высокотемпературных многолетнемерзлых грунтов. – Якутск: ИМЗ СО РАН. – 234 с.
- Vlasov V.P. 2002. Methods of static testing of trial piles in thawing and thawed soils // Permafrost Engineering of the Fifth International Symposium on Permafrost Engineering. Yakutsk: Permafrost Institute Press. Vol. 1. – P. 244-248.
- Vlasov V.P., Zeeva A.N. 2004. A new composite pile placement method for permafrost condition in Magadan // Proceedings of the 7-th International Symposium on Cold Region Development (ISCORD – 2004). Sept. 13-17, 2004, Sapporo, Japan. 36, D Topic / International Association for Regions Development Studies (JACORDS). – INCORD – 2004, Japan – Hokkaido Organizing Committee.
- Vlasov V.P. 2004. Management of stability of pilefoundation in service // Permafrost Engineering. Proceedings of the VI International Symposium on Permafrost Engineering. – Lanzhou, China.

Экологически неблагоприятные природные процессы приморских аккумулятивных равнин Северной Якутии

А.В.Гаврилов, Е.И.Пижанкова, А.Ю.Деревягин, А.Б.Чижов

Московский Государственный университет им. М.В.Ломоносова, Лаборатория охраны геологической среды геологического факультета, Москва, Россия

Реферат

В работе представлены результаты изучения с помощью аэрокосмических данных современных процессов, инициированных колебаниями климата, на приморских низменностях Северной Якутии. Показано, что их развитие связано с двумя факторами. Первый – это наличие мощных сильно льдистых мерзлых толщ, сформировавшихся при отрицательном температурном тренде в позднем плейстоцене. Вторым явилась смена отрицательного знака температурного тренда положительным на рубеже позднего плейстоцена и голоцена, запустившая процесс разрушения льдистых толщ. Последний в одних случаях идет в течение всего голоцена, активизируясь в короткопериодные потепления (термоабразия), в других – получает развитие только в потепления и только в особо благоприятной обстановке (в пределах отрицательных морфоструктур - термокарст и термоэрозия). К таким потеплениям относится современное повышение температуры воздуха, сопровождаемое увеличением атмосферных осадков на северо-востоке Якутии. Оно явилось причиной высокой повторяемости продолжительных катастрофических паводков в отрицательной морфоструктуре в районе среднего течения р.Алазея, приведших к затоплению больших площадей, подтоплению поселков и ухудшению условий проживания населения. Вызванное затоплением развитие термоэрозии и локальных термокарстовых просадок при продолжении потепления грозит активизацией этих крайне опасных деструктивных процессов. По материалам аэрокосмических съемок с разницей 50 лет, измерены скорости термоабразионного отступания берегов Новосибирских островов, достигающие 5-7 м/год.

Ключевые Слова: Аэрокосмические снимки; колебания климата; ледовый комплекс; потенциальная термокарстовая опасность; термоабразия; экологически неблагоприятные процессы.

Введение

Приморские низменные равнины Северной Якутии (Яно-Индиговская и Колымская низменности) и Новосибирские острова относятся к числу весьма немногочисленных районов криолитозоны, где на подавляющей их части доминирует традиционное природопользование малых народов Севера. Последнее не приводит к ухудшению экологической обстановки. Тем не менее, здесь широко развиты природные процессы, включая криогенные, которые приводят к экологически неблагоприятным изменениям природной среды (ПС). Такие изменения связаны с высокой чувствительностью ПС приморских низменностей, сложенных высоко льдистыми мерзлыми толщами, к изменениям климата.

Длиннопериодные изменения климата, связанные с вариациями орбитальных параметров Земли, обусловили формирование в позднеледниковый криохрон в Восточно-Сибирском секторе Арктики равнины, сложенной ледовым комплексом (ЛК), на огромной территории: от бровки осушенного в то время шельфа до широко ориентированных хребтов Верхояно-Колымской горной области. Отложения ЛК, слагающие верхние 30-50 метров разреза аккумулятивной приморской равнины, характеризуются объемной льдистостью 70-95 %, они насыщены особенно мощными повторно-жильными льдами.

Под действием тех же длиннопериодных колебаний в потепления на рубеже позднего плейстоцена и голоцена (13-9 тыс.л.н.) равнина подверглась масштабному воздействию озерного термокарста. Глубокие (20-40 м) термокарстовые депрессии подготавливали ее поверхность для затопления. За короткий по геологическим меркам срок (7-12 тыс. лет) 70-90% равнины, простиравшейся на 700-1000 км с юга на север и более, чем на 2000-2500 км с запада на восток, была затоплена, сформировав современные шельфовые моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское.

Термокарст имел развитие преимущественно в пределах отрицательных морфоструктур (Романовский и др., 1999; Гаврилов, 2008). В пределах положительных структур льдистые берега в ходе трансгрессии моря подвергались воздействию термоабразии. За несколько последних столетий ею был уничтожен ряд островов, сложенных ЛК, в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском.

Наличие низкотемпературных мощных сильнольдистых мерзлых толщ (МТ), сформировавшихся в ходе развития ПС в позднем плейстоцене – голоцене, и их способность к деградации под действием колебаний климата и моря, определяет экологическую обстановку и сегодня. Только периодическая активизация термокарста, термоэрозии и термоабразии происходит не в связи с длиннопериодными колебаниями климата, а в связи с

короткопериодными, происходящими на фоне длиннопериодных колебаний.

Методика исследований

Исследования проводилось с применением материалов дистанционного зондирования. Изучение динамики побережья Новосибирских островов выполнялось по аэро- и космоснимкам, полученным с разницей в 50 лет. В этих целях впервые использовалось топографически точное сопоставление разновременных и разномасштабных снимков, выполненное с применением программного обеспечения (ПО), разработанного ИТЦ СканЭкс (ScanEx Image Processor 3.0). Оно позволяет без потери качества изображения (попиксельно) производить пространственную трансформацию разнородных и разновременных данных. Отсканированные с высоким разрешением аэроснимки 1951 г. на береговую зону Новосибирских о-вов «укладывались» на космоснимки (КС) Landsat 7 ETM+ 2001 г. Используемое ПО обеспечило объективность определения количественных показателей динамики побережья, точность которых можно оценить количественно. Исходя из пространственного разрешения панхроматического канала КС (15 м), ошибка определения скорости термоабразионного отступления берегов, учитывая 50-летний интервал между съемками (при скоростях 3-5 м/год) не превышает 5-15%.

Кроме упомянутых материалов для изучения изменений ПС и обусловленных ими криогенных процессов использовались мозаики КС Google Earth.com и Kosmosnimki.ru.

Результаты исследований и их обсуждение

Геосистемы побережья относятся к числу наиболее динамичных. Экологическая значимость их изучения обусловлена предполагаемой транспортировкой сжиженного природного газа из западного сектора Арктики по Северному морскому пути в страны восточной Азии.

Продвижение моря в голоцене в глубь суши осуществлялось в первую очередь по отрицательным морфоструктурам, что находит выражение в современной конфигурации берега. Отрицательные структуры выражены губами, заливами, проливами, положительные – островами, полуостровами, мысами. Этот процесс, сопровождаясь термоабразией льдистых берегов, продолжается и сегодня. Примером того является Чондонский грабен, в пределах которого находится одноименная губа, глубоко вдающаяся в сушу. На прилегающей к губе заозеренной территории днища термокарстовых озер находятся ниже уровня моря.

Термоабразия наиболее рельефно проявляется в исчезновении островов, сложенных ЛК. Последние из них – острова Фигурина, Васильевский и Семеновский – прекратили свое существование в первой половине - середине прошлого века. В настоящее время на грани исчезновения находятся острова Муостах, Макар и Шелонские (Гаврилов, 2008).

Исследование динамики побережья о-вов Бол. и Мал. Ляховские с помощью аэро- и космоснимков 1951 и 2001 гг. позволили измерить величину и скорость изменения местоположения береговой линии на всем ее протяжении и определить сокращение площади (рис.1, Пижанкова, Добрынина, 2010). Сопоставление этих данных с материалами ландшафтного дешифрирования береговой зоны и климатическими данными дали возможность: - выявить основные факторы, влияющие на скорость термоабразии, -типизировать берега с учетом их геолого-геоморфологического строения, -получить количественные параметры термоденудации, развивающейся на берегах, сложенных ЛК.

Измерения показали, что термоабразии подвержено 46% побережья о. Бол. Ляховский, 21% - Мал. Ляховский (Пижанкова, Добрынина, 2010) и 65% о. Новая Сибирь. За период с 1951 по 2001 г площадь о-ва Бол. Ляховский сократилась на 27 км², о. Новая Сибирь – на 36 км², о. Мал. Ляховский – на 2 км², что составило 0,5; 0,6 и 0,2% от площади этих островов соответственно. Скорости отступления берегов достигают 5-7 м/год, в редких случаях – 10 м/год. Учитывая небольшую продолжительность теплого сезона в высоких широтах, эти скорости следует считать катастрофическими.

Факторы, влияющие на динамику побережья, можно разделить на две основные группы: геолого-геоморфологические и гидролого-климатические. Первая группа факторов при прочих равных условиях определяет вариации в скоростях отступления берега в зависимости от его высоты и строения берегового разреза, определяющегося тектоническими условиями побережья и историей геологического развития территории, а также глубины и протяженности подводного берегового склона, наличия отмелей и осушек.

К гидролого-климатическим факторам термоабразии следует отнести: продолжительность безледного периода, наличие течений, силу и направление ветров и нагонов, сумму положительных температур воздуха, характер снегонакопления, радиационно-тепловой баланс поверхности береговых обнажений. Анализ материалов дешифрирования и измерений позволяет устанавливать роль перечисленных факторов в динамике берегов. Величины отступления берегов Новосибирских островов как результат совместного действия перечисленных факторов, а также средние скорости термоабразии для отступающих участков берега представлены на рис. 1.

Учитывая, что современная ледовая обстановка в арктических морях Сибири по данным Росгидромета имеет существенный тренд в сторону сокращения ледовитости, следует полагать, что скорости термоабразионного отступления берегов Восточной Арктики по сравнению с изученным периодом (1951-2001гг.) возросли.

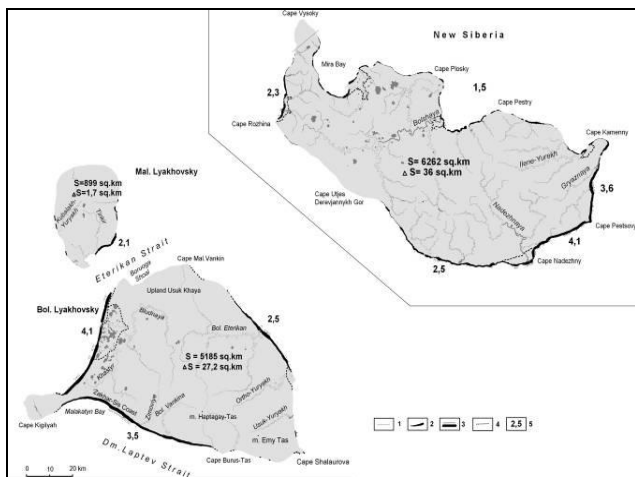


Рис. 1. Величина отступления берегов Новосибирских островов за 50 лет:

1 – менее 50 м, 2 – от 50 до 250 м, 3 – более 250 м. 4 – границы морских и аллювиально-морских террас, 5 – средние скорости для отступающих участков берега, м/год.

Побережья, сложенные сильнольдистыми породами, относятся к числу геосистем, наиболее остро реагирующих на современные изменения природной среды в Арктике. Другими областями, где в условиях потепления на рубеже XX и XXI веков возможно возникновение экологически опасных природных процессов, являются отрицательные морфоструктуры, сложенные ледовым и аласным комплексами. Высокая льдистость пород в сочетании с низкой способностью к дренированию территории существенно повышает потенциальную термокарстовую опасность. К областям, где такая опасность находится на грани реализации, является район верхнего - среднего течения р. Алазея, подпруживаемого грядой Кисилых-тас в 500 км от устья. Здесь триггером зарождения термоэрозии и термокарста, явились участвовавшие с 1990-х гг. катастрофические весенние паводки, растягивающиеся на весь теплый период, которые вызваны как потеплением, так и многолетним увеличением зимних атмосферных осадков и их годовой суммы. Негативная роль этого гидрологического процесса обусловлена распространением мощных мерзлых толщ, исключающих инфильтрацию паводковых вод.

Р. Алазея по своим гидрологическим характеристикам (уклон, сечение, пропускная способность русла), обуславливающим дренирование днища долины и прилегающей территории, отличается в существенно худшую сторону, нежели долины соседних Индигирки и Колымы. Увеличение зимних атмосферных осадков (на 4-6% по отношению к норме) привело к ежегодному повышению уровня воды весной в озерах с выходом ее из берегов, углублению и расширению термоэрозионной сети, связывающей многочисленные термокарстовые озера с руслом реки, и сосредоточению огромных масс воды в виде разливов в долине Алазеи и устьях ее притоков (рис.2).



Рис.2. Разлив в устье р.Слобода (левый приток Алазеи), затопленное староречье и овраги по берегам Алазеи. Google Earth.com. Съемка 17.07.2006 г.

В зоне разливов находятся поселки Андрюшкино, Аргахта, Сватай, что обуславливает их подтопление. Подтопление Андрюшкино в 2007 г. продолжалось до начала зимнего сезона (рис.3, снимок сделан в середине сентября). Участвовавшие подтопления поставили перед правительством Якутии вопрос о необходимости разработки защитных мероприятий, включая перенос поселков на новое место. Подтоплению на длительный срок подвергаются также до 80% сенокосных угодий и ягельных пастбищ.



Рис.3 Пос.Андрюшкино в середине сентября 2007 г. Фото И.Подгорного: <http://gp-russia.livejournal.com/1031258.html>.

Продолжительное обводнение территории привело к увеличению глубины сезонного протаивания грунтов от 0,6-0,75 м до 0,8-1,2 м (Готовцев, 2008). В поселке Андрюшкино оно достигает даже 1,5 м. Это способствует деградации подземных льдов и

повсеместному проявлению локальных термокарстовых просядок поверхности с образованием озерков. Просадки особенно активно идут на территории пос. Андриюшкино. Повсеместно существенно усилилась боковая термоэрозия. За 5 лет берег реки в пос. Андриюшкино отступил на 50 м. Увеличение твердого стока реки за счет этого процесса приводит к еще большему сужению русла и сокращению его пропускной способности.

Необходимо подчеркнуть, что возникновение локального термокарста и активизация термоэрозии в районе среднего течения Алазеи произошло в результате естественной динамики климата. В связи с этим, следует отметить, что после окончания эпохи региональных термокарстовых процессов, полностью преобразовавших рельеф приморских низменностей Якутии (т.е. после 9-8 тыс.л.н., Каплина, 1987), термокарст активизировался неоднократно. Об этом свидетельствуют многочисленные позднеголоценовые датировки аласных торфяников на приморских равнинах Северной Якутии. Таким образом, потепления, инициировавшие возникновение термокарста, имели место в голоцене неоднократно. Более того, рельеф широко распространенных на приморской низменности аласных равнин сформирован не только термокарстом по ЛК, но и термокарстом по аласному комплексу (по-видимому, неоднократно). Все аласные равнины без исключения приурочены к отрицательным морфоструктурам (Романовский и др., 1999; Гаврилов, 2008).

Выводы

1. Свойствами ПС приморских низменностей Северной Якутии, обуславливающими развитие экологически неблагоприятных природных процессов, являются наличие мощных мерзлых толщ и их высокая льдистость, составляющая в верхних горизонтах 70% и более от объема породы. Формирование таких толщ (ЛК) связано с периодом отрицательного температурного тренда ($Q_{ш}^{2-4}$) под действием колебаний климата, обусловленных вариациями орбитальных параметров Земли.

2. Накопление ледового комплекса в эпоху смены отрицательного знака тренда на положительный предопределило масштабное развитие термокарста, термоэрозии и термоабразии, преобразовавших рельеф равнины, сложенной ЛК. Это обусловило быстрое затопление большей ее части в голоцене.

3. Указанные процессы являются определяющими экологическую обстановку и в настоящее время. Термокарст и термоэрозия возникают в кратковременные потепления (включая современное) и, по-видимому, только в пределах отрицательных морфоструктур. Термоабразия льдистых берегов, скорее всего, имела действие в течение всего голоцена, существенно активизируясь в потепления. В настоящее время скорость термоабразионного отступления берегов достигает 5-7 м/год.

4. Локальный термокарст в долине Алазеи в случае продолжения современного потепления может иметь развитие. Об этом свидетельствуют многочисленные позднеголоценовые датировки аласных торфяников на приморских низменностях Якутии.

5. Катастрофический характер паводков в районе среднего течения Алазеи обусловлен современным потеплением климата и сплошным распространением мерзлых толщ, исключаящим инфильтрацию паводковых вод.

Благодарности

Исследования выполнены при частичном финансировании по гранту РФФИ 09-05-00594-а.

Литература

- Гаврилов А.В. 2008. Криолитозона арктического шельфа Восточной Сибири (современное состояние и история развития в среднем плейстоцене – голоцене). Автореф. ...уч. ст. докт. геол.-мин. н., М., 48 с.
- Готовцев С.П., Находкин Н.А., Барышев Е.В., Копырина Л.И., 2008, О причинах подтопления населенных пунктов в бассейне р. Алазеи // Наука и техника в Якутии, № 2(15), с.23-26.
- Каплина Т.Н. 1987. Закономерности развития криолитогеоза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах северо-востока Азии. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук, Якутск, ИМ СО АН СССР, 41 с.
- Пижанкова Е.И., Добрынина М.С. 2010. Динамика побережья Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // Криосфера Земли, т. XIV, № 4, с. 66-79.
- Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е., Григорьев М.Н., Хуббертен Х.В., Зигерт К. 1999. Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых // Криосфера Земли, т. III, № 3, с. 79 – 91.

Метод короткого цилиндрического зонда в теплофизических исследованиях основания плотин северных гидроузлов

Р.И. Гаврильев

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

Строительство северных плотин охватывает, обычно, верхние горизонты зоны выветривания и разрушения горных пород. Для проведения теплофизических исследований основания плотин в зоне разрушения горных пород единственно приемлемыми являются зондовые методы, среди которых по практическому удобству внедрения в исследуемый массив мерзлых грунтов и горных пород можно выделить метод короткого цилиндрического зонда. С его помощью исследован коэффициент теплопроводности массива горных пород в основании плотин Вилюй ГЭС-III (карбонатные породы) и Тельмамского гидроузла на р. Мамакан (граниты). Приведено краткое описание зонда и изложены результаты проведенных исследований по теплофизическим свойствам горных пород естественного сложения в указанных пунктах.

Ключевые Слова: Горные породы; короткий цилиндрический зонд; основание плотин; теплофизические свойства.

Введение

В северо-восточных районах страны строительство плотин осложняется наличием многолетней мерзлоты. Все свойства многолетнемерзлых пород (в том числе прочностные) сильно зависят от температурных условий. Поэтому при проектировании плотин на мерзлом основании приходится осуществлять прогнозные теплотехнические расчеты взаимодействия тела плотины с окружающим горным массивом. Для этого требуется знание теплофизических характеристик горных пород в естественном сложении.

Районы строительства северных плотин характеризуется обычно, сложным геологическим строением, так как они охватывают верхние горизонты зоны выветривания, включая зоны смятия горных пород. В зоне смятия массив горных пород представляет собой скопление мелких и крупных обломков, плит, блоков материнских пород, заполненных в неравномерном содержании льдом и мелкозернистым грунтовым заполнителем. Обломки и плиты имеют разную ориентировку, от горизонтальной до вертикальной.

В зоне разрушения и выветривания бывает невозможным отбирать пробы на лабораторное определение теплофизических свойств. При этом единственным приемлемым способом изучения является измерение теплофизических свойств массива пород непосредственно в шахтах и штольнях зондовыми методами.

В литературе среди существующего множества зондовых методов наибольшее распространение получил метод цилиндрического зонда бесконечной длины («зонд-игла») с постоянной мощностью нагрева. Зонд представляет собой металлическую стержень, содержащий внутри себя нагреватель и термопарный датчик температуры. Теоретически он отображает линейный источник тепла в неограниченном теле и поэтому его длина должна

быть бесконечно большой. Практически это условие выполняется при длине зонда, превышающей его диаметр более, чем в 30 раз (Blackwell, 1954). Даже при таком соотношении размеров зонда внедрение его в массив мерзлого грунта и горных пород встречает большие технические трудности из-за практической невозможности проделывания обычными сверлами узких углубленных отверстий в таких крепких материалах. «Зонды-иглы» применяют в основном для талых грунтов, когда их просто втыкают без особой нагрузки в стенку шурфа.

С учетом сказанного для проведения полевых измерений теплофизических свойств массива мерзлых грунтов и горных пород нами предложен метод короткого цилиндрического зонда (Гаврильев, 1984) с малым отношением длины к его диаметру, равным пяти вместо тридцати в случае «зонда-иглы». Это позволяет использовать для высверливания отверстия под зонд в массиве пород стандартные сверла с победитовым и алмазным наконечниками. Таким образом, метод короткого цилиндрического зонда разработан из запросов практики для проведения массовых теплофизических измерений в инженерно-геологических изысканиях под строительство крупных объектов в мерзлой зоне. С помощью этого метода нами в разное время проводились полевые измерения теплофизических свойств горных пород в штольнях основания плотин Вилюй ГЭС-III (1979-1981 гг.) и Тельмамского гидроузла на р. Мамакан (1985 г.) (Рис.1).

Испытания проводились в массиве карбонатных пород на Вилюй ГЭС- III и гранитов на Тельмамском водохранилище. Несмотря на чрезвычайную крепость указанных пород, использованные зонды показали себя с самой наилучшей стороны. Они оказались весьма надежными с точки зрения точности измерений, неприхотливости и устойчивости к механическим воздействиям. В данной статье излагаются полученные результаты исследований, как пример использования метода короткого

Перед началом работы зонд вводится в исследуемый массив 5 через заранее просверленное отверстие, а «холодный» спай термопары помещается в среду на расстоянии, исключающем тепловое воздействие со стороны зонда за время опыта (30-40 см). Для уменьшения термического сопротивления на поверхности контакта зонда с массивом полость предварительно заполняется смазкой из глинистой массы или технического вазелина. После введения зонда излишек смазки из полости выжимается, создав при этом хороший контакт зонда с массивом. Следует отметить, что при выше приведенном соотношении размеров зонда оказывается возможным использовать для высверливания отверстия в массиве мерзлого грунта и горных пород стандартные сверла.

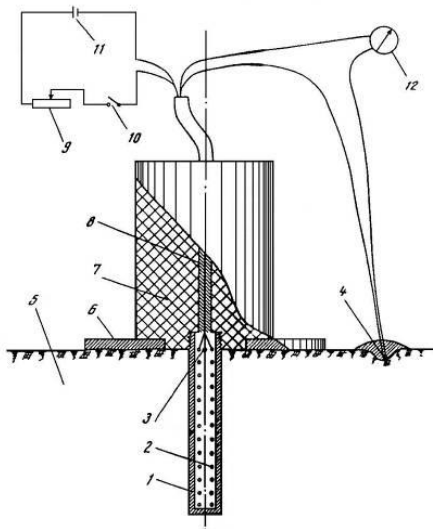


Рис. 3. Схема конструкции короткого цилиндрического зонда

Определение теплофизических характеристик исследуемого материала с помощью предлагаемого зонда выполняют следующим образом. После погружения зонда в материал выжидают 20-30 минут, чтобы температурное поле системы стабилизировалось. Одновременно включается секундомер и ток нагревателя зонда. Ток в цепи нагревателя зонда за время опыта поддерживается постоянным с помощью реостат 9. В течение 30-40 минут измеряются показания гальванометра n во времени.

По этим данным строится график зависимости Δn от величины параметра $1/\sqrt{\tau}$ (см. рис. 2). На пересечении прямой, проведенной по асимптоте экспериментальных точек, с осью ординат находят значение Δn_{cm} , а с осью абсцисс – величину $1/\sqrt{\tau_1}$.

Затем по формулам (3) и (4) рассчитывают коэффициенты тепло- и температуропроводности. При этом формулу (3) можно представить в следующем виде:

$$\lambda = BI^2 / \Delta n_{cm} \quad (5)$$

Погрешность определения теплофизических характеристик оценивается в пределах $\pm 7\%$.

Результаты исследований коэффициента теплопроводности массива горных пород в основании плотин

1. Тельмамский гидроузел на р. Мамакан

Коренные горные породы в районе строительства Тельмамского гидроузла представлены в основном гранитами и в виде жил – пегматитами, занимающими от общего объема породы до 5%.

Измерения коэффициента теплопроводности коренных пород проводились как в полевых условиях непосредственно в массиве пород в штольне №1 зондовыми методами, так и в лабораторных условиях на кернах, взятых из СКВ. 65, 81 и 110.

Штольня №1 расположена на правом берегу р. Мамакан на абсолютной отметке 319 м по разрезу III-III', представляющему ось плотины. Она углублена в коренной массив на 30 м, охватывает выветрелый слой (около 10 м в устье). Породы находятся в мерзлом состоянии, средняя температура штольни в момент наших исследований составляла около минус 2°C.

Полевые измерения коэффициента теплопроводности массива гранитов в штольне №1 осуществлялись короткими цилиндрическими зондами в 10 точках. Отверстия под зонд в массиве пород осуществлялись сверлами с алмазными наконечниками. Их было у нас всего 4 штуки. Они быстро поистерлись в гранитном массиве. Все же нам удалось сделать в полевой сезон около 60 измерений в гранитном массиве и пегматитовых жилах. Зонды имели следующие размеры: 6 мм по диаметру и 30 мм по длине (это размеры алмазных сверел). Результаты полевых измерений коэффициента теплопроводности гранитного массива основания плотины Тельмамского гидроузла приведены в табл. 1.

Геологически по фазам образования отличаются 2 вида гранита: амфиболобиотитовые граниты и аплитовидные граниты. Первые из них обладают порфировидной структурой, обусловленной присутствием фенокристаллов калиевого полевого шпата. Текстура массивная и гнейсовидная. Аплитовидные граниты – это лейкократовые мелкозернистые серовато-розовые и розовые граниты аплитовидной структуры и массивной текстуры, характеризуются пониженным содержанием биотита.

В наших измерениях больших измерений в коэффициенте теплопроводности гранитов из-за структуры не обнаружено. По приведенным данным многочисленных опытов в штольне №1 коэффициент теплопроводности гранитов и пегматитов колеблется в небольших пределах: от 2,76 до 3,13 Вт/(м*К), составляя в среднем 2,94 Вт/(м*К). Видимо, это обусловлено относительно постоянным минералогическим составом, состоящим из плагиоклаза-олигоклаза (40-70%), кварца (30-35%) и микроклина (до 20%) или амфибола (0,2-4,0%). Большое влияние на коэффициент теплопроводности гранитов оказывает содержание в них биотита, которое в некоторых случаях достигает до 40%. При этом коэффициент теплопроводности понижается до 2,47 Вт/(м*К) (точка №6 в табл. 1).

Таблица 1. Осредненные значения коэффициента теплопроводности горного массива в штольне №1 основания плотины Тельмамского гидроузла на р. Мамакан

№ точки	Высота, м	Расстояние от устья, м	λ , Вт/(м*К)	Описание пород
1	1,0	5,8 (л)	2,91	Гранит мелкозернистый, серый, биотитовый, массивный, крепкий, трещиноватый (описание А)
2	1,0	4,8 (п)	3,00	Гранит среднезернистый, светло-серый, биотитовый, массивный, очень крепкий, слабо трещиноватый (описание Б)
3	1,4	3,7 (п)	3,13	Пегматитовая жила (описание В)
4	0,6	7,2 (л)	2,90	Описание А
5	1,2	9,5 (п)	2,97	Описание Б
6	1,2	13,1 (л)	2,45	Описание А
7	0,8	14,4 (п)	3,09	Описание Б
8	1,1	20,0 (п)	2,90	Описание Б
9	1,1	20,9 (п)	2,76	Описание Б
10	1,0	18,8 (п)	2,88	Описание В

Примечание: в третьей колонке буквы означают: «л» - левая стена штольни, «п» - правая стена штольни.

Пегматиты характеризуются богатым содержанием микроклина (60-80%). Остальные минералы входят в количестве: кварца – 20-30%, плагиоклаза, альбит-олигоклаза – 10-20%, биотита – 1-2%, мусковита – до 5%. В то же время коэффициент теплопроводности практически не отличается от коэффициента теплопроводности гранитов, изменяясь в пределах от 2,82 до 3,13 Вт/(м*К), а в среднем составляя 2,97 Вт/(м*К).

Результаты полевых определений коэффициента теплопроводности гранитного массива в штольне №1 находятся в хорошем согласии с результатами лабораторных исследований скважинных кернов, по которым средняя теплопроводность гранитов и пегматитов составляет 3,11 Вт/(м*К) при средних значениях объемного веса скелета – 2,63 г/см³ и весовой влажности – 0,3%.

2. Виллой ГЭС-III

Участок строительства Виллой ГЭС-III расположен в среднем течении р. Виллой в 1,5-2 км выше устья р. М. Ботуобия. Район строительства плотины Виллой ГЭС-III характеризуется сложным геологическим строением. Здесь залегают верхнекембрийские осадочные породы, представленные двумя свитами: верхоленской и илгинской и перекрытые пластообразной интрузией триасовых долеритов. Преобладают недостаточно прочные мергели и «аргиллитные» глины, а также плотные, очень твердые, тонкослоистые и массивные известняки,

доломиты. Эти породы в естественном залегании чередуются между собой, образуют прослои и пакки разной мощности. В мергелях часто встречаются неодинаково ориентированные неправильной формы прожилки и корки гипса. Все породы разбиты разными по форме и направлению трещинами. Большая часть их заполнена льдом.

Полевые измерения теплофизических свойств горных пород основания плотины Виллой ГЭС-III проводились в штольнях №№1000 и 1001, пройденных в оползневых отложениях (слой 12) на склоне левого берега р. Виллой, в летнее время 1979-80 гг. всего проведено около 150 определений коэффициента теплопроводности горных пород в их естественном сложении. Одновременно в штольнях измерялись влажность и объемный вес пород. Средняя температура штолен составляла минус 3°C.

Измерениями установлено, что горные породы основания плотины в естественном залегании находятся в состоянии полного влагонасыщения. Однако пристеночная зона в штольнях после их проходки в некоторой степени иссушена, иногда степень влагонасыщения пород доходит только до 0,3. Это позволило нам построить зависимость коэффициента теплопроводности пород естественного сложения от степени насыщения влагой $U=W/W_H$ (рис. 4) (здесь W – текущая влажность; W_H – влажность насыщения).

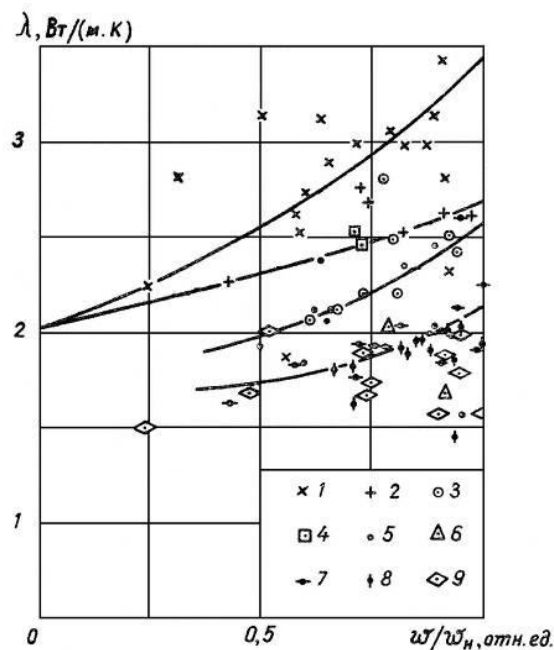


Рис. 4. Коэффициент теплопроводности массива горных пород в штольне №1000 в зависимости от степени влагонасыщения для различных типов пород:

Зависимость $\lambda(U)$ имеет характер вогнутой кривой, т.е. по мере увеличения степени влагонасыщения пород коэффициент теплопроводности возрастает все в большей степени. Видимо, это объясняется развитой сетью микропор. Приведенные на рис. 4 кривые зависимости $\lambda(U)$ для основных разновидностей горных пород основания плотины Виллой ГЭС-III в слое 12 при отрицательных температурах порядка -

3°C приближенно аппроксимируется следующим электрическим соотношением:

$$\lambda = D + KU^\delta \text{ при } 0,3 \leq U \leq 1, \quad (6)$$

где D , K и δ – эмпирические параметры, значения которых для различных типов горных пород отражены в таблице 2.

Таблица 2. Значения параметров формулы (6) для горных пород основания плотины Виллой ГЭС-III

№	Описание пород	Параметры формулы		
		D , Вт/(м*К)	K , Вт/(м*К)	δ
1	Известняки и доломиты	2,0	1,5	1,4
2	Мергели зеленовато-серого цвета известково-доломитистые, дресвяно-щебенистые грунты с суглинистым заполнителем	1,7	0,8	1,7
3	Мергели и доломиты глинистые красно-бурого цвета, суглинки с дресвяно-щебенистыми включениями	1,7	0,5	3,1

Трещиноватые породы независимо от их типа обладают низким коэффициентом теплопроводности [в пределах от 1,5 до 2,0 Вт/(м*К)]. Для них не обнаруживается какой-либо выраженной зависимости коэффициента теплопроводности от степени насыщения влагой. Это, видимо, обусловлено тем, что на коэффициент теплопроводности трещиноватых пород более сильное влияние оказывают размеры воздушных пустот, чем сама воздушная пористость при равномерном распределении пор по объему породы.

Заключение

Районы строительства северных плотин характеризуются, обычно сложным геокриологическим строением, так как при этом охватываются верхние горизонты зоны выветривания и разрушения горных пород. При этом единственно приемлемым способом изучения является измерение теплофизических свойств массива горных пород непосредственно в шахтах и штольнях зондовыми методами.

Среди известных зондовых методов для измерения теплофизических свойств массива мерзлых грунтов и спальных горных пород в шахтах и штольнях наиболее пригодным оказался метод короткого цилиндрического зонда из-за практического удобства его внедрения в исследуемый массив из крепких материалов. Малое отношение длины зонда к его диаметру, равное пяти, позволяет использовать для сверления отверстий под зонд в крепком массиве стандартные сверла с победитовым и алмазным наконечниками. Метод короткого цилиндрического зонда в эксплуатации при сложных экспедиционных условиях показал себя с самой наилучшей стороны. Эти зонды обладают достаточной степенью точности измерений, неприхотливы к суровым производственным условиям эксплуатации и весьма устойчивы к механическим воздействиям.

С помощью коротких цилиндрических зондов осуществлены измерения теплофизических свойств горных пород в штольнях основания плотин Виллой ГЭС-III (1979-1980 гг.) и Тельмамского гидроузла на р. Мамакан (1985 г.). Всего проводилось около 150 измерений на Виллой ГЭС-III в карбонатных породах

и 60 измерений в 10 точках на Тельмамском гидроузле в гранитном массиве.

Установлено, что гранитный массив характеризуется устойчивыми значениями коэффициента теплопроводности, колеблясь в пределах от 2,76 до 3,13 Вт/(м*К) и составляя в среднем 2,94 Вт/(м*К) при объемном весе скелета – 2,63 г/см³ и весовой влажности – 0,3%. Показано, что полученные результаты полевых исследований находятся в хорошем согласии со значениями коэффициента теплопроводности гранитов по лабораторным исследованиям скважинных кернов, составляющим 3,11 Вт/(м*К).

На Виллой ГЭС-III полевыми исследованиями охвачены оползневые отложения (слой 12) выветрелой зоны. Выявлено, что горные породы основания плотины в естественном залегании находятся в состоянии полного влагонасыщения. Однако, пристеночная зона штолен оказалась в некоторой степени в иссушенном состоянии, что позволило выявить зависимость коэффициента теплопроводности горных пород основания плотины от степени насыщения влагой в пределах от 0,3 до 1,0. трещиноватые породы независимо от их типа обладают низким коэффициентом теплопроводности [в пределах от 1,5 до 2,0 Вт/(м*К)] и не обнаруживают какой-либо выраженной зависимости коэффициента теплопроводности от степени насыщения влагой. Это объясняется тем, что в этом вопросе более существенную роль играют размеры пор, чем общий объем пор при равномерном их распределении по объему породы.

Проведенными исследованиями доказано, что для изыскания основания северных плотин, охватывающих, обычно, разрушенную выветрелую зону слагающих пород, одним из важных средств осуществления теплофизических исследований горных пород с сохранением их естественной структуры является метод короткого цилиндрического зонда.

Литература

Гаврильев, Р.И. 1984. Метод короткого цилиндрического зонда для определения

теплофизических свойств почв и горных пород.
ИФЖ. Т.17, №5: 855-856.

Blackwell, J.H. 1954. Transient flow methods for
determination of thermal constants of insulating
materials in bulk. J. Appl. Phys. Vol. 25: 137-144.



Каменные глетчеры и мерзлотно-гравитационные образования Колымского нагорья

А.А.Галанин

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

На основе дистанционного картографирования и полевых исследований в хребтах Больших Порогов, Туманский, Хасынский. Дел-Урэчэн, Дукчинском и Килганском горных массивах выявлено около 1160 образований, морфологически сходных с каменными глетчерами. Составлена карта каменных глетчеров Колымского нагорья. Кроме каровых каменных глетчеров абляционного происхождения установлено большое количество присклоновых лопастевидных образований, формирующихся в зонах тектонического бэ́длэнда и в ассоциации с активными сейсмогенерирующими разломами. Комплексирование региональных данных по тefрахронологии, лихенометрии, пыльцевым спектрам и радиоуглеродным датировкам позволяет предварительно отнести большинство активных каменных глетчеров к позднему голоцену.

Ключевые Слова: Каменные глетчеры; курумы; Колымское нагорье; неогляциальная эпоха; оползни; палеосейсмодислокации.

Введение

Каменные глетчеры выявлены во многих горных сооружениях Америки, Европы и Азии (Barch 1996, Горбунов 2008а-в). Значительное их количество (более 6000) установлено в последнее время на территории Северо-востока Азии (Галанин 2009а-б). Вместе с тем, каменные глетчеры многих горных сооружений данного региона остаются слабо изученными. Это связано с удаленностью и труднодоступностью крупных представительных объектов, сложностью проведения горных выработок в телах глетчеров, проблемами определения их возраста и скорости движения.

Изучение и картографирование формации каменных глетчеров имеет значительный фундаментальный (Barch 1996), так и практический интерес, например, при проектировании линейных сооружений в горных районах. Некоторые каменные глетчеры Чукотского полуострова являются источником высококачественного строительного щебня и активно разрабатываются в настоящее время.

Основная цель настоящей статьи - общая характеристика географии и морфологии каменных глетчеров Колымского нагорья, которое продолжает пока оставаться наименее освещенным в литературе. Фактической основой настоящей статьи являются результаты площадного дешифрирования аэрокосмических материалов и полевые работы в ключевых участках. Оценка возраста каменных глетчеров предпринята на основе комплекса апробированных ранее методов (Галанин 2009а, Галанин и Пахомов 2010).

На территории Колымского нагорья и сопредельных регионов каменные глетчеры начали выделяться относительно недавно. Детальный обзор истории их изучения выполнен нами отдельно (Галанин 2008). О нахождении каменных глетчеров в Северном Приохотье упоминал Э.Э.Титов (1976). Он характеризует их как довольно редкий и неисследованный в регионе склоновый процесс коллювиального морфолитогенеза.

В Северном Приохотье (на территории Хабаровского края) каменные глетчеры были обнаружены С.С.Богачевым с соавторами (1994), которые указывают на наличие нескольких их морфологических типов. Размеры выявленных образований варьируют от первых сотен квадратных метров до 1,5 км², а мощность от 5 до 30, реже 40 м. Фронтальные уступы имеют крутизну до 40°, поверхности каменных глетчеров неровные с извилистыми бороздами, воронками и валами от 0,5 до 10 м. Исследователи заключают, что каменные глетчеры представляют собой распространенные полигенетические явления, состоящие в тесной взаимосвязи с криогенно-склоновыми комплексами и обусловленные климатическими и геологическими особенностями территории.

Наиболее драматична «история изучения» каменных глетчеров Колымского нагорья в 1990-е годы, когда десятки и сотни этих образований были дистанционно идентифицированы как сейсмогенные обвалы (палеосейсмодислокации) и их «рои» (Важенин 2000), что привело к появлению некоторых спекулятивных сейсмических прогнозов и геодинамических построений. Данное обстоятельство послужило причиной специального изучения формации каменных глетчеров северо-востока Азии в течение более 10 лет (Галанин 2009а-б), частным результатом которого явилось доказательство несостоятельности предшествующих «палеосейсмогеологических» исследований (Смирнов и др. 2001)

Вместе с тем, отдельные районы северо-востока Азии и Колымского нагорья действительно расположены в пределах сейсмического пояса Черского, Корякско-Камчатской и Чукотской сейсмических зон. Так, в некоторых районах были обнаружены единичные ледово-грунтовые образования крупных размеров с яркими морфологическими признаками недавних сеймотектонических деформаций – разрывы на поверхности, срыв с ложа, раздробленность и др. Нередко они ассоциируют с крупными разломами и сейсмическими дислокациями. Такие морфологически

аномальные каменные глетчеры были отнесены нами к *приразломным*. Наиболее яркие представители данного типа установлены в Северном Приохотье на полуострове Кони, на Чукотском полуострове в окрестностях п. Провидения (Галанин 2009а). В то же время анализ всей выявленной совокупности глетчероподобных образований (около 6000) северо-востока Азии (Галанин 2009б) не выявил их

пространственной сопряженности с сейсмическими линеаментами действующей карты сейсмического районирования ОСР 97. Поэтому генезис приразломных и деформированных ледово-гунтовых тел, морфологически сходных с каменными глетчерами, требует дополнительного исследования.

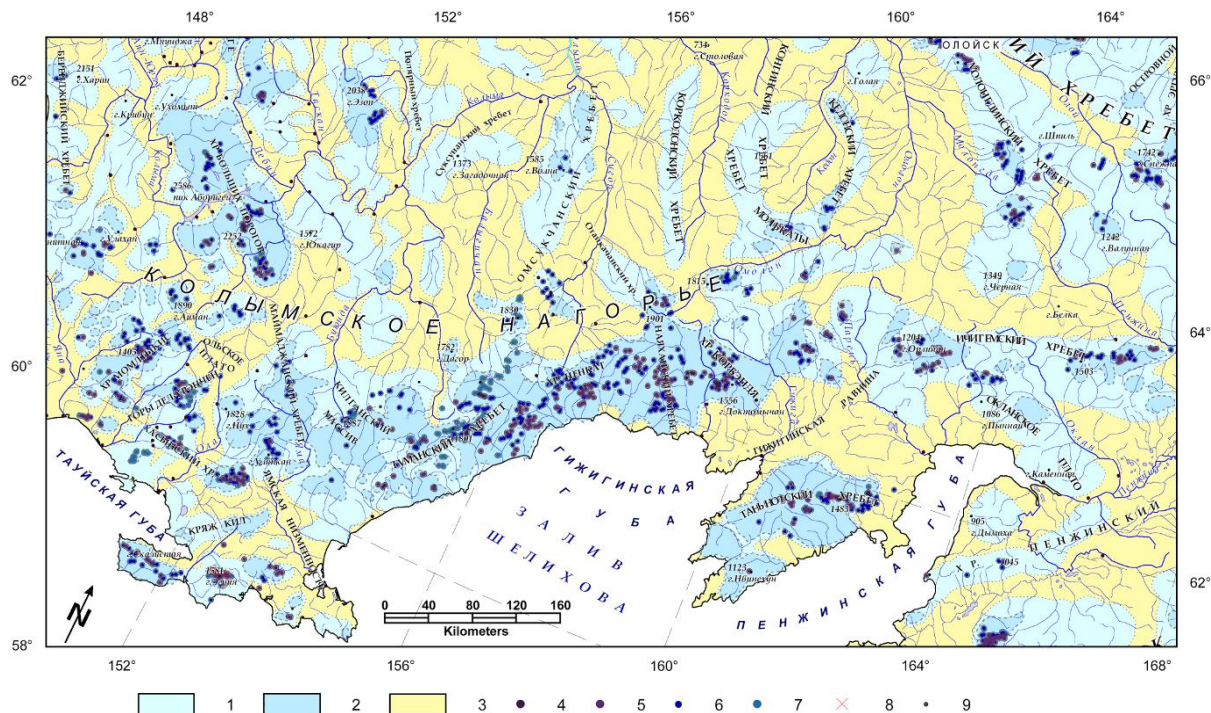


Рис. 1. Каменные глетчеры Колымского нагорья:

1 – ареалы первого позднеплейстоценового оледенения (ермаковско-зырянского, МИС5d - МИС4), 2 – ареалы второго позднеплейстоценового оледенения (каргинско-раннесартанского, МИС 3) 3 – территории не покрывавшиеся ледниками в позднем плейстоцене, 4-7 – каменные глетчеры: 4 – комплексные каровые, 5 – простые каровые активные и неактивные, 6 – лопастевидные присклоновые; 7 – неактивные и отмершие, 8 – крупные палеосейсмодислокации в ассоциации с аномальными и деформированными каменными глетчерами, 9 – населенные пункты

Карта каменных глетчеров колымского нагорья

Использованная методика картографирования каменных глетчеров изложена нами ранее (Галанин 2009б). На территории Колымского нагорья на основе дешифрирования космических снимков с разрешением от 6 до 15 метров установлено около 1160 объектов, морфологически сходных с каменными глетчерами, или развивающихся в тесной ассоциации с ними. В том числе около 550 образований отнесено к присклоновому лопастевидному типу. В пределах ледниковых каров обнаружено 279 языковидных каменных глетчеров и 24 комплексных. Кроме того, установлено 115 крупных снежно-фирновых бассейнов. 82 каменных глетчеров отнесено к разряду отмерших.

Средняя плотность распространения каменных глетчеров составляет около 10-17 шт. на 1000 км² и максимальна в пределах Охотско-Колымского водораздела. Большинство исследованных объектов приурочены к верхним частям позднеледниковых комплексов плейстоцен-голоценового возраста. Комплексные каменные глетчеры – переходные к

ледникам образования – встречаются весьма редко в истоках позднеледниковых комплексов ледниковыми формами и встречаются редко, главным образом, в осевых частях хр. Туманский, Корбэндя и Тенианный (Рис. 1). Наиболее часто встречаются присклоновые глетчеры, в том числе ассоциированные с крупными разломами и зонами тектонического бедлэнда.

Хребет Больших Порогов и Бохапчинские горы

Массив г. Бол. Мандычан (2200) входит в состав хр. Больших порогов и приурочен к одноименному горному массиву, примыкающему к Бохапчинским горам. Здесь развит резко расчлененный альпинотипный рельеф 2-3-стадии с максимальными отметками 2000-2200 м и относительными превышениями до 1400 м. Наиболее крупный позднеледниковый комплекс расположен на северном склоне Мандычанского массива, имеет протяженность 12,5 км и относится к бассейну оз. Гагар и р. Мал. Мандычан (Рис. 2). Геоморфологическая схема и описание исследованного участка опубликовано в (Галанин и Пахомов 2010).

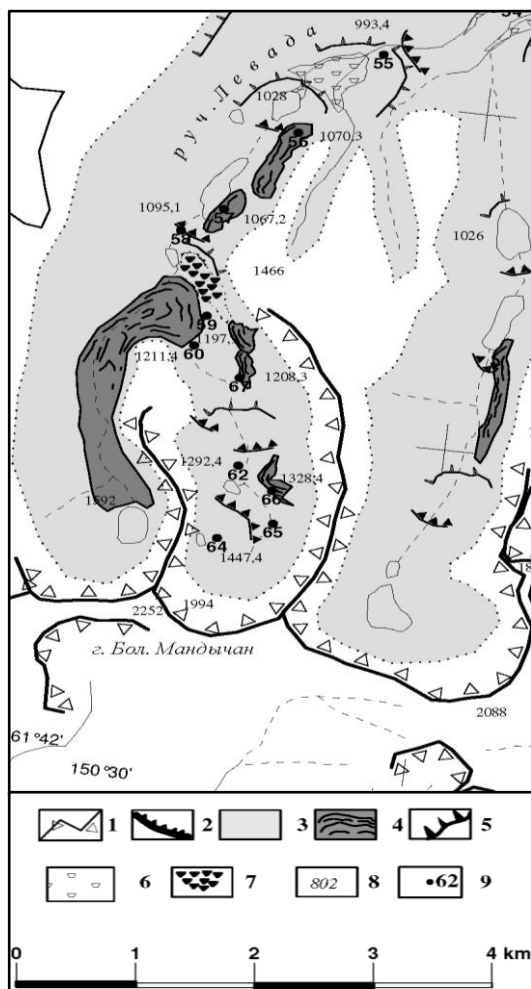


Рис. 2. Каменные глетчеры в верховье Мандычанского позднеледниковой комплекса (Хребет Больших Порогов): 1 – бровки ледниковых цирков, 2 – ригели и скалистые уступы тальвегов, 3 – максимальные границы последнего оледенения (Поздне-Висконсинского), 4 – каменные глетчеры, 5 – гребни конечных морен, 6 – водно-ледниковые отложения, 7 – крупный глыбовый обвал стенки ледникового кара, 8 – абсолютные высоты (м), 9 – номера точек лихенометрических наблюдений и оценок остаточной прочности (Schmidt Hammer Test)

Весь ледниковый комплекс сложен крупными валунами и глыбами гранит-порфиров, образующих ядро гранитоидного батолита позднеюрско-раннемелового возраста. Выделяется 8-10 стадийных морен, отделенных друг от друга озерными котловинами, ригелями, либо плоскими наледными поверхностями. К наиболее поздним генерациям относятся активные и отмершие каменные глетчеры разных размеров и морфологии, обнаруженные в истоках ручья Левада (Рис. 2, 3).

Крупный карово-долинный глетчер приурочен к левому кару многокамерного цирка в истоках руч. Левада. Он имеет длину около 2600 м и сформировался из каровой морены. Аномально деформированная поверхность с разрывами сплошности свидетельствуют о быстром катастрофическом смещении фронтальной части (Т.н. 59, 60) на расстояние около 1 км.

Отмерший присклоновый каменный глетчер расположен в правом борту р. Левады на высоте 1070,3 м (Т.н. 56). Он относится к полилопастному типу, наложен на более ранний стадийный моренный вал, имеет длину около 200-250 м и ширину 1 км. Поверхность сложена крупными глыбами гранитов, имеет частично инверсионный бугристо-ямчатый микрорельеф с ориентировкой гряд и лопастей в сторону тальвега долины. Крутизна фронтального откоса около 30°. В понижениях сформирован куртинный почвенно-растительный покров с кедровым стлаником, кустарниковой березкой.

Возраст отмерших каменных глетчеров в бассейне р. Левады соответствует раннему голоцену, а современных активных генераций составляет не более 2-2,5 тыс. лет (Галанин и Пахомов 2010).

Горы Дел-Урэччен

Другой позднеледниковый комплекс изучен в пределах ручья Сысын (приток р. Хасын), долина которого имеет длину около 6 км, ориентирована субширотно вдоль разрывного нарушения и в верховьях замыкается системой многокамерных цирков (Рис. 4).



Рис. 3. Морфологические элементы лопастного присклонового каменного глетчера в верховьях руч. Левады (точка 57 на рис. 2): а – ямчатая поверхность активной лопасти, б – тающая лопасть рядом с каровым озером

Фрагменты многочисленных маргинальных каналов указывают на то, что сокращение последнего оледенения претерпело здесь четыре стадии и продолжалось в голоцене. В окончание дегляциации в левом борту ручья была отложена боковая морена с остатками погребенного льда. В позднем голоцене здесь развился мощный присклоновый каменный глетчер полилопастного типа.

Данный каменный глетчер, именованный Карамкенским, расположен в 2,5 км на северо-восток от п. Карамкен. Длина отдельных его лопастей варьирует от 100 до 150 м, общая ширина составляет около 2 км. Поверхность наклонена в сторону тальвега ручья под углом около 10° . Высота фронтального откоса колеблется от 40 до 60 м, крутизна - $35-40^\circ$.

Морфологически глетчер имеет вид узкой приключенной к склону террасовидной поверхности с крутым постоянно подновляющимся фронтальным откосом. Она лишена почвенно-растительного покрова, сложена крупным щебнем и глыбами габбро-диоритов, реже роговиков, поступающих с примыкающего коренного склона крутизной $45-50^\circ$. и почти постоянно находится в солнечной тени, что способствует перелетовыванию у подножия крупного снежника.

Микрорельеф образован буграми и гребнями высотой от 3 до 8 м, ориентированными поперек движения глетчера. К вершинам бугров приурочены наиболее крупные глыбы диаметром до 3,5-4 м. Задернение поверхности каменного глетчера составляет менее 5%.

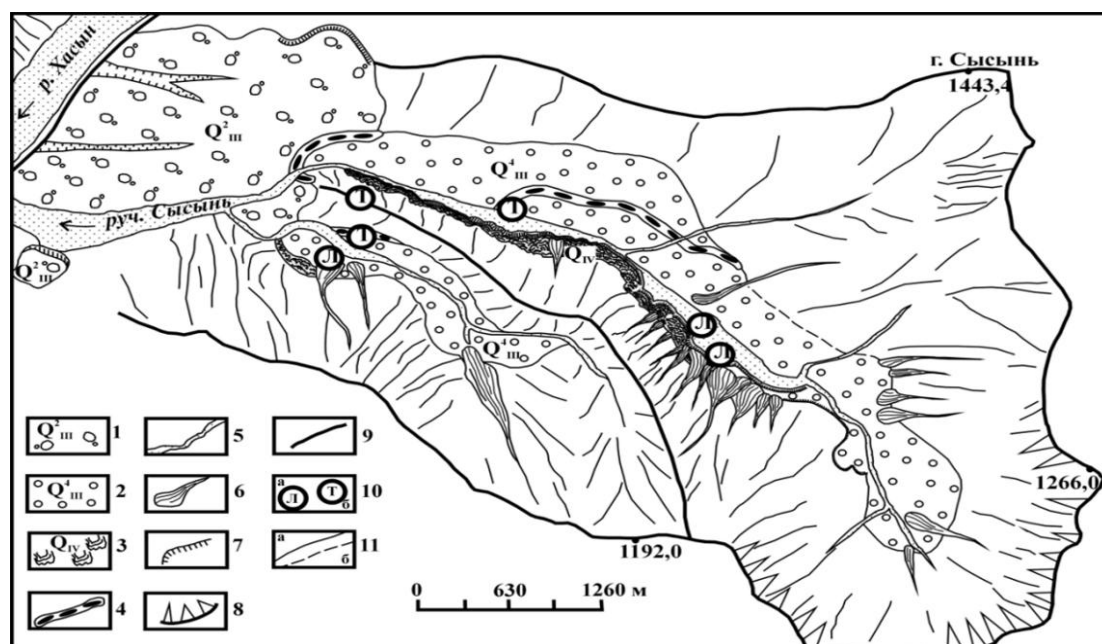


Рис. 4. Геоморфологическая схема каменного глетчера Карамкенский в верховьях руч. Сысынь (Хребет Дел-Урэчен): 1 – Позднеплейстоценовая морена первой стадии оледенения (Ранний Висконсин); 2 – Позднеплейстоценовая морена второй стадии оледенения (Поздний Висконсин); 3 – присклоновые лопастные каменные глетчеры голоценового возраста; 4 – гребни моренных валов; 5 – современные русло и пойма; 6 – лавинно-осыпные конусы; 7 – обрывы эрозионных каналов; 8 – скалистые бровки ледниковых каров; 9 – водосборная площадь руч. Сысынь; 10 – точки лихенометрического датирования (а) и участки обнаружения вулканических пеплов на поверхности и в почве (б); 11 – геоморфологические границы: а – наблюдаемые; б – предполагаемые. Геоморфологическое дешифрирование выполнено совместно с О.Ю.Глушковой

Бугры, разделенные овальными и ромбовидными котловинами глубиной до 2-2,5 м, группируются в серию из 5 изогнутых, наплывающих один на другой, валов.

На основе тефрахронологических данных возраст поверхности каменного глетчера составляет 2,7 тыс. лет (Галанин и др. 2005). Лихенометрическое датирование позволило оценить динамический (минимальный) возраст данного образования в 2000 ± 400 лет (Галанин и Глушкова 2006).

Хасынский хребет имеет протяженность около 50 км и субширотно простирается на расстоянии 60-70 км от береговой линии Охотского моря. Максимальные отметки вершин достигают 1400 м. Наиболее «свежие» ледниковые элементы рельефа и отложения развиты в осевой части. Долины водотоков

в истоках заканчиваются сложными многокамерными карами с крутыми и обрывистыми задними стенками.

Типологический позднеледниковый комплекс исследован в бассейне руч. Шатер и Бесси. Его геоморфологическая схема и описание опубликовано в (Галанин и др. 2005). Здесь в правом борту ручья Бесси на высоте около 600 м.н.у.м. обнаружены два небольших отмерших каменных глетчера каплевидной формы, сложенных крупными глыбами и щебнем. Их краевые уступы имеют крутизну $25-30^\circ$. Поверхности глетчеров слабо наклонены в сторону тальвега и покрыты куртинами кедрового стланика.

В истоках долины того же ручья в отложениях спущенного ледникового озера на глубине 10-15 см обнаружен 10-сантиметровый горизонт вулканического пепла, датированного около 2,7 тыс. л. н. Озеро, вероятно, существовало непродолжительное

время в прифронтальной части языковидного каменного глетчера, находящегося в настоящее время в неактивном состоянии. Поверхность его уплощена, сложена грубообломочными отложениями и совершенно лишена почвенно-растительного покрова. Длина глетчера составляет около 400 м. Вулканический пепел на этой генерации отсутствует, что дает возможность оценить нижнюю границу его возраста. Формирование глетчера мы связываем с неогляциальным похолоданием 2-2,5 тыс. л.н. Выявленные в озерных осадках спорово-пыльцевые спектры (Галанин и др. 2005) подтверждают это предположение.

В пыльцевой диаграмме выделены три зоны. Зона 1 (55-31 см) с высоким содержанием *Alnus* (до 60%), *Betula* (кустарниковые виды, до 12%), *Pinus Narphoxylon* (до 15%) и богатым разнотравьем отнесена к концу бореального - началу атлантического периода по шкале Блитта-Сернанды.

Зона 2 (31- 4 см) соответствует наиболее холодному интервалу всего спектра. В зоне происходит уменьшению пыльцы *Alnus* (до 10%), *Pinus Narphoxylon* (до 2-10%). Соотношение пыльцы *Betula* sp. колеблется от 5% до 20%, резко увеличивается содержание *Poaceae* (до 70%). В группе спор доминируют *Botrychinaceae* (до 250%).

Спектры зоны 3 (4-0 см) хорошо сопоставляются с современным типом растительного покрова *Pinus Narphoxylon* (до 40%), *Alnus* (до 35%), *Betula* (до 8%). Пыльца *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Ericales*, *Brassicaceae*, кроме пыльцы *Poaceae* (до 15%), содержится в небольших количествах. В состав спор входят *Polypodiaceae* (до 180%), *Spagnum* (до 10%), *Botrychinaceae* (до 3%). Наиболее вероятно, что неактивный в настоящее время каменный глетчер формировался в конце атлантического периода позднего голоцена в интервале 2 пыльцевой зоны 2-2,5 тыс.л.н., что хорошо согласуется с возрастом маркирующего пеплового горизонта.

Туманский хребет

В горах западного побережья Гижигинской губы (Туманский хребет) в верховьях р. Нярка, Дюкэн, Калалага и Кананыга Р.В.Седовым (1995) было выявлено 5 образований, интерпретированных автором как ледники и именованных Нярка, Дюкэн, Охотский, Сомнительный и Кольцевой. Длина обнаруженных объектов варьирует от 0,3 до 1,2 км, а площадь от 0,2 до 0,47 км². Все они располагаются в днищах ледниковых каров северной и северо-западной экспозиции. Высота фирновых линий колеблется от 690 до 1500 м, а область абляции на трех ледниках во время наблюдений исследователя была закрыта сезонным снежным покровом толщиной 30-50 см, под которым было обнаружено 30 см нового льда. Фирновый бассейн состоит из ряда лавинных конусов, возвышающихся на 3-5 м над поверхностью снежно-фирновых полей. По приведенным описаниям исследованные авторами образования более соответствуют комплексным каменным глетчерам абляционного типа со смешанным нивально-конгеляционным питанием.

Килганский горный массив

В западной части Туманского хребта несколько аномальных (приразломных каменных глетчеров) и ледово-каменных образований исследовано в пределах Килганского горного массива. В позднеплейстоценовый этап здесь развилось мощное оледенение сетчатого типа с широким распространением сквозных долин, ледниковых фасеток и отсутствием классических ледниковых каров (Рис. 1).

Здесь в пределах резко расчлененного среднегорного рельефа в окрестностях рудника Джульетта и в истоках р. Килганы обнаружено большое разнообразие мерзлых ледово-каменных образований и каменных глетчеров присклонового типов, чаще всего сопряженных с разрывными нарушениями или ледниковыми фасетками.

Можно выделить специфический ряд форм, развивающихся при участии активной сейсмоструктоники, сингенетического промерзания и ледообразования: тектонические клинья и отторженцы - сейсмоструктурный бэдленд (Рис. 5) - приразломные каменные глетчеры. В парагенезе с данными процессами в пределах единого перигляциального (мерзлотного) ландшафта активно развиваются осыпание, десерпция, суффозия, снежно-водо-каменные сели и наледообразование.

Приразломный каменный глетчер бассейна руч. Красный сложен мелким угловатым щебнем триасовых песчаников и алевролитов и относится к полилопастному типу. Мощность лопастей во

фронтальной части составляет 10-15 м. Каждая лопасть получает питание из отдельной осыпи. Резкий осыпающийся фронтальный откос переходит в субгоризонтальную площадку шириной 40-50 м и длиной 25-30 м. Тыльная часть площадки перекрыта осыпным конусом. Суммарная ширина слившихся лопастей каменного глетчера составляет около 300 м.

Выводы

В результате исследований в пределах Колымского нагорья было установлено значительное количество каменных глетчеров нескольких морфогенетических типов, выявлены переходные образования смешанного генезиса и неясного классификационного положения. Созданная карта каменных глетчеров Колымского нагорья и изучение ключевых типологических объектов позволяют установить некоторые специфические черты морфологии, возраста и географии данной формации в регионе.

Каменные глетчеры и близкие к ним переходные образования распространены в водораздельных частях горных сооружений преимущественно в пределах 200-километровой полосы, протягивающейся вдоль побережья Охотского моря и подверженной активному влиянию Тихоокеанских муссонов. Большая их часть каменных глетчеров наследует участки и элементы позднеплейстоценового ледникового рельефа и в стратиграфическом плане венчает позднеледниковые комплексы. Это позволяет рассматривать некоторые каменные глетчеры как заключительную (голоценовую) стадию дегляциации.



а

б

Рис. 5. Некоторые типы промерзания и насыщения эпигенетическим льдом дезинтегрированных коренных пород в горах Колымского нагорья: а – вскрытые разведочной канавой линзы инъекционного (конжеляционного) льда в трещиноватых коренных породах на вершине холма Джульетта; б – промерзающий сеймотектонический бэдленд (сейсмодислокация) сложенный с поверхности копьевидным щебнем триасовых углистых сланцев и песчаников в истоках руч. Безымянный (Килганский горный массив, 61°0.34' с.ш., 153°50.23' в.д.)

Другой установленный генетический тип (мерзлотный) каменных глетчеров связан с сингенетическим промерзанием грубообломочных отложений повышенной мощности в основаниях склонов с развитием сплошного цементирующего ледяного наполнителя.

Имеющиеся прямые и косвенные данные о возрасте каменных глетчеров указывают на активизацию процессов формирования каровых и присклоновых каменных глетчеров в конце атлантического периода.

Некоторая часть активных в настоящее время присклоновых каменных глетчеров связана с синлитогенным (современным) промерзанием дезинтегрированных грубообломочных пород в зонах дробления активных разломов и может нести опосредованную информацию о голоценовой сеймотектонической активности региона. Особенности строения и генезиса таких образований требует дополнительного изучения.

Благодарности

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 11-05-0046-а.

Литература

Богачев С. С., Шматков В. А. и Козлов А. А. 1994. Каменные глетчеры севера Хабаровского края // География и природные ресурсы 2: 182-184.

Важенин Б.П. 2000. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 206 с.

Галанин А.А. 2009а. Каменные глетчеры Северо-Востока России: строение, генезис, возраст, географический анализ: автореф. дисс. докт. геогр. наук. –Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 43 с.

Галанин А.А. 2009б. Каменные глетчеры Северо-Востока Азии: картографирование и географический анализ // Криосфера Земли 4: 75-83.

Галанин А.А. 2008. Каменные глетчеры: история изучения и современные представления // Вестник СВНЦ ДВО РАН 3: 17-28.

Галанин А.А. и Глушкова О.Ю. 2006. Оледенения, климат и растительность района Тауйской губы (Северное Приохотье) в позднечетвертичное время // Геоморфология 2: 50-61.

Галанин А.А., Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н., Пахомов А.Ю., Соломаткина Т.Б. и Матросова Т.В. 2005. Неогляциальный морфолитогенез в горах Северного Приохотья // Страницы четвертичной истории северо-восточной Азии. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 40-61.

Галанин А.А. и Пахомов А.Ю. 2010. Опыт применения склерометра «Оникс 2.6.2.» для датирования Мандычанского позднеледникового комплекса (Хребет Черского) // Геоморфология 1: 16-25.

Горбунов А.П. 2008а. Каменные глетчеры Мира: общее обозрение (Сообщение 1) // Криосфера Земли 2: 65-74.

Горбунов А.П. 2008б. Каменные глетчеры Мира: общее обозрение (Сообщение 2) // Криосфера Земли 3: 58-68.

Горбунов А.П. 2008в. Каменные глетчеры Мира: общее обозрение (Сообщение 3) // Криосфера Земли, 4: 14-23.

Седов Р.В. 1995. Ледники и снежники гор Охотского побережья. // Материалы гляциологических исследований 79: 139-144.

Смирнов В.Н., Галанин А.А., Глушкова О.Ю. и Пахомов А.Ю. 2001. Псевдосейсмодислокации в горах Примагаданья // Геоморфология 2: 81-92.

Титов Э.Э. 1976. Основные черты современного коллювиального морфогенеза в горах Северо-Востока СССР // Геоморфология 2: 11-25.

Barsch D. 1996. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. – Berlin: Springer-Verlag, 331 p.

Критические коэффициенты интенсивности напряжений мёрзлых грунтов естественного сложения

С.Г.Геворкян
ОАО «Фундаментпроект», Москва, Россия

Реферат

В настоящем сообщении приводятся результаты впервые выполненных экспериментальных определений величин критических коэффициентов интенсивности напряжений K_{IC} для мёрзлых грунтов естественного сложения при различной влажности и при различных отрицательных температурах.

Ключевые Слова: разрушение, морозобойные трещины, мёрзлые грунты, естественное сложение, коэффициент интенсивности напряжений (КИН).

Введение

Морозобойное, или криогенное, растрескивание массивов мёрзлых грунтов и обусловленные им полигональные формы рельефа широко развиты как в области распространения многолетнемёрзлых пород, так и в районах глубокого сезонного промерзания грунтовых толщ. Этот процесс, вызванный температурным сокращением массива грунта вследствие охлаждения, зачастую является причиной повреждения фундаментов зданий, подземных хранилищ, полотна автомобильных дорог, откосов железнодорожных выемок и насыпей, земляных дамб и плотин, аэродромных покрытий, трубопроводов, кабелей связи и других линейных сооружений.

Особенно интенсивно морозобойное растрескивание проявляется в климатических условиях Крайнего Севера. Морозобойные трещины часто предопределяют основные черты развития форм рельефа, благоприятствуют эрозионным и оползневым явлениям, способствуют глубокому промерзанию грунта и неравномерному распределению влаги в нём, изменяя гидротермический режим почв. Трещины способствуют разрушению пород и сносу рыхлого материала со склонов, являясь путями, по которым особенно интенсивно происходит выветривание. Повторножильные льды, формирующиеся в морозобойных трещинах, при последующем их протаивании могут привести к активному термокарсту или оврагообразованию, угрожающим устойчивости различных сооружений.

Таким образом, необходимость изучения закономерностей морозобойного растрескивания грунтов тесно связана как с воздействием этого процесса на различные инженерные сооружения, так и с той важной рельефообразующей функцией, которую он выполняет в природе.

Причиной образования морозобойных трещин являются температурные напряжения, которые развиваются в массиве мёрзлого грунта при понижении температуры на его дневной поверхности. Трещинообразование в первоначально сплошном (без трещин) массиве происходит, если температурные напряжения в нём достигают предела прочности мёрзлого грунта на разрыв (Броек 1980; Григорян и др. 1987). Дальнейший рост морозобойной трещины

вглубь мёрзлой толщи определяется величиной концентрации напряжений в вершине трещины.

Одной из важнейших характеристик напряжённого состояния в окрестности вершины трещины является коэффициент интенсивности напряжений (КИН). Если у двух тел с трещинами одинаковые значения коэффициента интенсивности напряжений, то напряжённые состояния в окрестностях вершин трещин будут в обоих случаях одинаковыми. Согласно критерию Гриффитса-Ирвина, развитие трещины начнётся, если коэффициент интенсивности напряжений в вершине трещины достигнет некоторой критической величины (Броек 1980; Григорян и др. 1987). Эта величина является физической константой материала и называется критическим коэффициентом интенсивности напряжений или же коэффициентом вязкости разрушения. Для трещин отрыва критический КИН принято обозначать символом K_{IC} .

В связи с активным хозяйственным освоением Крайнего Севера большое значение приобретает количественный прогноз основных параметров процесса морозобойного трещинообразования: мест возникновения трещин, расстояния между ними, глубины их проникновения в мёрзлую толщу. Однако, без определения прочностных характеристик мёрзлого грунта, в частности, не зная величину K_{IC} , выполнить такой прогноз будет невозможно.

Ранее С.Е.Гречищевым совместно с В.И.Аксёновым и Ю.Б.Шешиным были выполнены определения критического КИН K_{IC} на искусственно приготовленных образцах мёрзлого грунта (Гречищев и др. 1980, 2000; Гречищев и Шешин 1971, 1974; Шешин 1974, 1975). Значения критического КИН K_{IC} для льда и для снега были получены В.П.Епифановым (Епифанов 2006; Епифанов и Юрьев 2006; Епифанов и Осокин 2009, 2010). Однако значения критического КИН K_{IC} для мёрзлых грунтов естественного сложения до настоящего времени не определялись.

Нами в результате предпринятого экспериментального исследования были впервые определены значения критического КИН K_{IC} для мёрзлых грунтов естественного сложения. Определения проводились для песков, супесей, суглинков, глин при температурах, равных минус 1, минус 1,3; минус 3,5; минус 7,5 и минус 12,5°C (Геворкян 2011).

Методика подготовки и проведения экспериментов

Монолиты (керны) мёрзлого грунта распиливались на диски высотой от 30 до 50 мм, для последующего изготовления образцов и проведения испытаний. При этом от каждого монолита производился специальный отбор проб для лабораторных определений физических свойств грунтов.

Для определения критического коэффициента интенсивности напряжений (коэффициента вязкости разрушения) мёрзлого грунта мы использовали метод изгиба двухопорной балки с надрезом. Сущность метода заключается в измерении значения усилия, вызывающего разрушение образца при его изгибе. Поэтому, для экспериментальных определений критических коэффициентов интенсивности напряжений нами из мёрзлых грунтовых дисков вырезались небольшие бруски (параллелепипеды). При этом бруски из мёрзлого грунта выпиливались тонким ножовочным полотном, после чего, для обеспечения параллельности граней и правильности геометрической формы полученных параллелепипедов, с помощью угольника и тонкого ножа выполнялась «доводка» этих брусков. После этого поперёк одной из длинных граней параллелепипеда делался небольшой, глубиной в несколько миллиметров, надрез (см. рис. 1).

Все работы по изготовлению образцов проводились в специально оборудованных морозильных камерах при отрицательной температуре. Изготовленные образцы не менее суток выдерживались при той отрицательной температуре, при которой предстояло провести намеченные испытания.

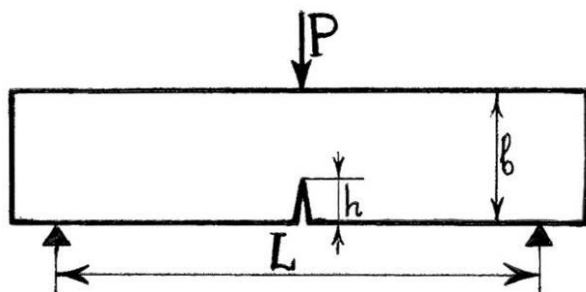


Рис.1. Схема нагружения образца.

В качестве испытательной машины была применена установка АНС конструкции Д.Н. Кривова (Кривов 2009). На этой установке силовое воздействие производится пневматической системой, управления которой осуществляется компьютером по специальной программе. Технические возможности установки АНС и алгоритмы управления нагрузками позволяют задавать и поддерживать постоянными усилия в диапазоне от 4 до 650 кг (точность установки нагрузки составляет 0,15 кг). Установка позволяет вести наблюдения за деформациями образца, нагрузкой и температурой в режиме реального времени. Вся информация об опыте сохраняется в электронном виде.

Перед испытаниями установка АНС помещалась в морозильную камеру и не менее суток выдерживались там при той отрицательной температуре, при которой должны были проводиться опыты.

При проведении опытов образцы (бруски) укладывались на две опоры, высота которых составляла 10 ± 1 мм. Нагрузка на образец передавалась через металлический валик диаметром 10 ± 1 мм, приложенный по всей ширине образца на равном расстоянии от опор. К нагруженному валику подводится шток пневматической системы, и производится плавное увеличение нагрузки вплоть до разрушения образца (рис. 2).



Рис.2. Разрушение образца.

Обсуждение результатов экспериментов

По результатам выполненных испытаний мы определяли критический КИН K_{IC} , значение которого вычисляли по следующей формуле (Брок 1980):

$$K_{IC} = \frac{PL}{ab^{1,5}} \cdot \left[2,9 \cdot \left(\frac{h}{b} \right)^{0,5} - 4,6 \cdot \left(\frac{h}{b} \right)^{1,5} + 21,8 \cdot \left(\frac{h}{b} \right)^{2,5} - 37,6 \cdot \left(\frac{h}{b} \right)^{3,5} + 38,7 \cdot \left(\frac{h}{b} \right)^{4,5} \right]$$

где P – разрушающее усилие, L – расстояние между осями опор, a – ширина образца (бруска), b – высота образца, h – первоначальная глубина пропила (надреза). Нами было получено 65 значений критического КИН K_{IC} для мёрзлых грунтов естественного сложения при различной температуре и различной влажности. Эти значения приводятся в нашей работе (Геворкян 2011).

В целом, оценивая результаты выполненных нами экспериментов, можно сделать следующие предварительные выводы.

1. При прочих равных условиях наибольшим значением критического КИН K_{IC} обладают мёрзлые пески, а наименьшим значением критического КИН K_{IC} обладают мёрзлые глины.

2. С понижением температуры величина критического КИН K_{IC} у всех грунтов растёт пропорционально корню 4-й степени из абсолютного значения температуры мёрзлого грунта:

$$K_{IC} = C_0 \cdot \sqrt[4]{|T - T_{bf}|}, \quad C_0 = const.$$

Здесь T – температура грунта; T_{bf} – температура начала замерзания грунта; константа C_0 зависит от разновидности грунта и его суммарной влажности W_{tot} .

По данным наших экспериментов указанная зависимость прослеживается у песков и супесей, по крайней мере, до температуры $T = -12,5^\circ\text{C}$. У

суглинков же подобная зависимость наблюдается до значений температуры $T = -2,0^\circ\text{C}$; а при дальнейшем понижении температуры суглинков величины их коэффициентов интенсивности напряжений K_{IC} быстро растут по линейному закону (рис. 3, 4).

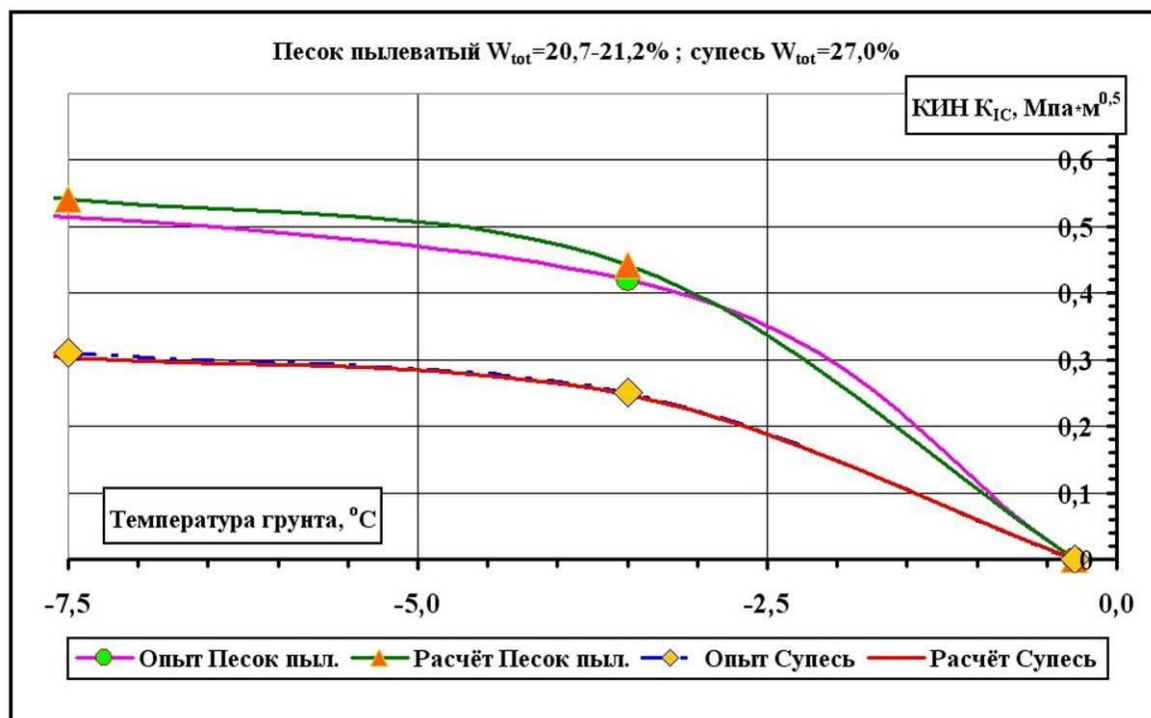


Рис.3. Зависимость от температуры коэффициентов интенсивности напряжений K_{IC} пылеватого песка и супеси

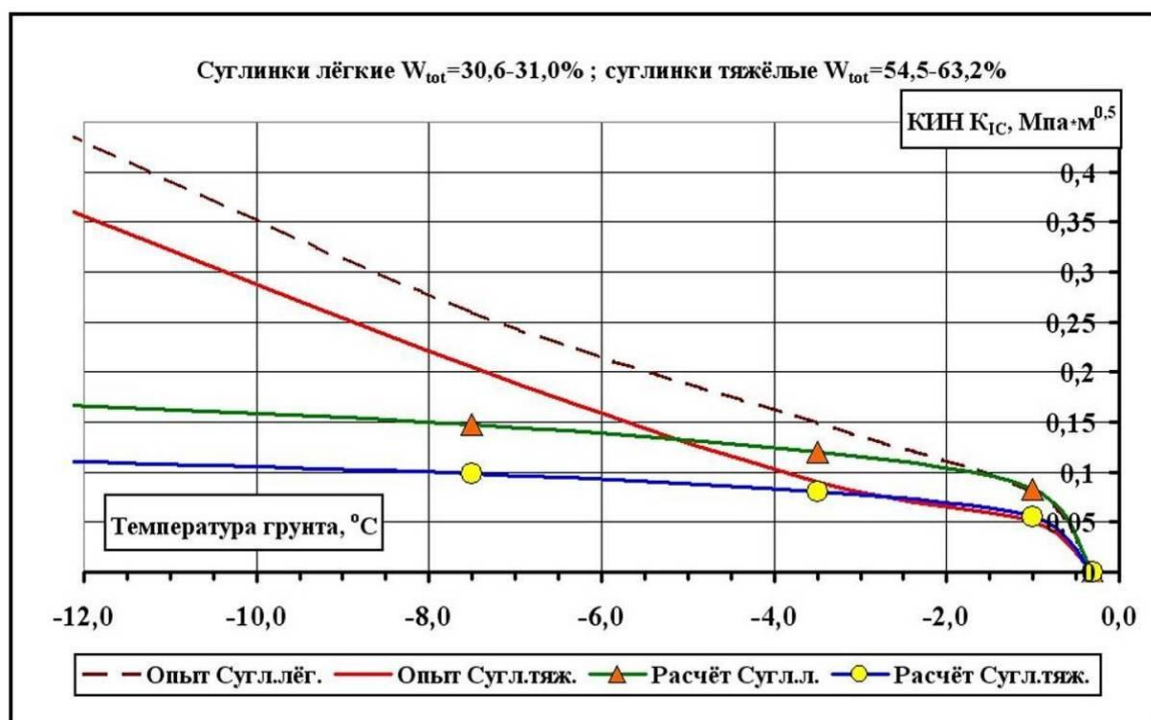


Рис.4. Зависимость от температуры коэффициентов интенсивности напряжений K_{IC} лёгких и тяжёлых суглинков

Заметим, что по данным С.Е. Гречищева и Ю.Б. Шешина, полученным на искусственно приготовленных образцах, величина критического КИН K_{IC} с понижением температуры растёт пропорционально корню квадратному из абсолютного значения температуры мёрзлого грунта, т.е. имеет место следующая зависимость (Гречищев и др. 1980, 2000; Гречищев и Шешин 1971, 1974):

$$K_{IC} = K_0 \cdot \sqrt{|T|}, \quad K_0 = const,$$

где константа K_0 определяется свойствами грунта.

3. Величина КИН K_{IC} у всех мёрзлых грунтов существенно зависит от суммарной влажности W_{tot} . При прочих равных условиях, чем меньше влажность грунта, тем меньше у этого грунта значение критического КИН K_{IC} . Иначе говоря, при стремлении W_{tot} к нулю, КИН K_{IC} также стремится к нулю. В зависимости от температуры и от вида грунта всегда существует определённое значение суммарной влажности W_{tot} (ок.30 – 40 %), при которой КИН K_{IC} мёрзлого грунта имеет наибольшую при данной температуре величину. При дальнейшем увеличении суммарной влажности величина K_{IC} постепенно убывает, в конечном счёте достигая значения, равного критическому КИН для льда при данной температуре.

4. Для сравнения укажем, что по данным В.П. Епифанова (Епифанов, 2006) критический КИН пресного речного льда при температуре $T = -15^\circ\text{C}$ составляет ок.0,104 – 0,105 МПа·м^{1/2}, при $T = -17^\circ\text{C}$ КИН $K_{IC} = 0,109$ МПа·м^{1/2}, а при $T = -24^\circ\text{C}$ КИН K_{IC} равен 0,145 МПа·м^{1/2}. В то же время, по результатам исследований С.Е. Гречищева (Гречищев и др. 2000), для монолитной супеси $K_{IC} = 0,6$ МПа·м^{1/2} при $T = -3^\circ\text{C}$, и $K_{IC} = 0,9$ МПа·м^{1/2} при $T = -8^\circ\text{C}$. В данном случае такие несколько высокие, по сравнению с полученными нами, значения коэффициентов K_{IC} можно объяснить тем, что С.Е. Гречищев и его коллеги проводили определения этих коэффициентов на искусственно приготовленных образцах.

Литература

Броек Д. 1980. Основы механики разрушения. М., Высшая школа, 368 с. (на русском языке)
 Геворкян С.Г. 2011. Значения критических коэффициентов интенсивности напряжений мёрзлых грунтов естественного сложения. // Пространство и время, №4, стр. 56 – 64. (на русском языке)
 Гречищев С.Е., Казарновский В.Д., Кретов В.А., Аксёнов В.И. и Шешин Ю.Б. 2000. Термореологические и контракционные свойства

для мёрзлокомковатых грунтов // Криосфера Земли, т. IV, № 3, стр. 74 – 78. (на русском языке)
 Гречищев С.Е. и Шешин Ю.Б. 1971. Исследования температурных деформаций мёрзлых супесчаных грунтов Центральной Якутии // Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 42, стр. 19 – 25. (на русском языке)
 Гречищев С.Е. и Шешин Ю.Б. 1974. Экспериментальное исследование температурных напряжений в образцах мёрзлых грунтов // Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 70, стр. 68 – 74. (на русском языке)
 Гречищев С.Е., Чистотин Л.В. и Шур Ю.Л. 1980. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М., «Недра», 384 с. (на русском языке)
 Григорян С.С., Красс М.С., Гусева Е.В. и Геворкян С.Г. 1987. Количественная теория геокриологического прогноза. М., Издательство Московского университета, 268 с. (на русском языке)
 Епифанов В.П. 2006. Хрупкое разрушение пресного льда // Материалы гляциологических исследований, вып.100, стр. 128–140. (на русском языке)
 Епифанов В.П. и Осокин Н.И. 2009. Пластическое течение и разрыв снежного покрова на горных склонах острова Шпицберген // Криосфера Земли, т. XIII, № 2, стр. 82–93. (на русском языке)
 Епифанов В.П. и Осокин Н.И. 2010. Исследование прочностных свойств снега на горном склоне архипелага Шпицберген // Криосфера Земли, т. XIV, № 1, стр. 81–91. (на русском языке)
 Епифанов В.П. и Юрьев Р.В. 2006. Вязкость разрушения льда // Доклады Академии наук, т. 406, № 2. С. 187–191. (на русском языке)
 Кривов Д.Н. 2009. Закономерности деформирования и разрушения мерзлых засоленных грунтов района Большеземельской тундры. М.: Издательство Московского университета, 25 с. (на русском языке)
 Шешин Ю.Б. 1974. Некоторые экспериментальные данные о прочности на разрыв и коэффициентах температурного расширения мёрзлого торфа // Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 70, стр. 75 – 78. (на русском языке)
 Шешин Ю.Б. 1975. Некоторые данные натурных и лабораторных исследований прочностных и деформативных свойств мёрзлого торфа Западной Сибири // Труды ВСЕГИНГЕО. вып. 87, стр. 118 – 122. (на русском языке)

Особенности урбопедогенеза мерзлотных областей (на примере г. Якутска)

А.Ю. Гермогенова
ГУ РАПИС МСХ РС(Я)

Реферат

Проведено сравнение свойств мерзлотных почв города Якутска и аналогичных почв окрестностей (содержание Сорг, рН, электропроводность и содержание карбонатов). Проанализировано влияние типа растительности, положения в мезорельефе и типа элементарного городского ландшафта на профильное распределение свойств почв и их значения в корнеобитаемом слое. Показано, что на относительное изменение содержания органического углерода и карбонатов в городских почвах наибольшее влияние оказывает тип элементарного городского ландшафта и тип экосистемы, тогда как принадлежность к форме мезорельефа определяет характер изменения более лабильных свойств – рН и электропроводности.

Ключевые Слова: Мерзлотные почвы, городские почвы, трансформация, урбанизация, урбопедогенез.

Введение

Город Якутск – крупнейший город Северо-востока России – находится на первой и второй террасах реки Лена. Данный регион отличается наличием многолетнемерзлых пород и криоаридностью и экстраконтинентальностью климата. Среднегодовая температура в районе г. Якутска составляет -9,3°C, сумма активных температур - 1578°C, годовые осадки – 238мм, коэффициент увлажнения – 0,4-0,5 (Еловская 1987). Формирующиеся в этих условиях почвы города претерпевают специфические изменения, не характерные для почв крупных городов немерзлотных областей.

Разными авторами для почв крупных городов Европейской части России отмечаются следующие характерные трансформации по сравнению с природными почвами: обогащение органическим углеродом, подщелачивание, засоление, возрастание в составе ППК (почвенного поглощающего комплекса) доли обменных кальция и магния (Зеликов 1964, Обухов, Лепнева 1990, Агаркова 1991, Строганова 1998, Состояние... 2000). Основным фактором, определяющим характер этих трансформаций, является принадлежность почвы к определенному типу элементарного городского ландшафта – ЭГЛ (Экогеохимия... 1995). Данные по почвенному покрову городов мерзлотных областей России практически отсутствуют.

Для исследования изменения свойств почв и режимов под влиянием урбопедогенеза были изучены поверхностно-преобразованные почвы города Якутска и их природные аналоги. Для этого была проведена оценка трансформации городских почв в различных экосистемах (лесных и травяных), также были изучены свойства и режимы почв, сформированных на пониженных и повышенных формах мезорельефа, и установлены зависимости изменений почвенных параметров от типа землепользования или принадлежности территории к разным ЭГЛ (парково-рекреационный, селитебный и селитебно-транспортный). В лабораторных условиях было определено содержание органического углерода,

реакция среды, содержание легкорастворимых солей (оценивалось по электропроводности водной вытяжки 1:2,5) и карбонатов. Для выявления доминирующего фактора трансформации лабильных свойств изученных почв было проведено сравнение относительных изменений среднего и коэффициента вариации определенных показателей.

Объекты исследования

Почвенный покров окрестностей города Якутска характеризуется высокой комплексностью, обусловленной расположением этой территории на террасах и в пойме реки Лена, особенностями почвообразующих пород, влиянием многолетней мерзлоты и связанными с этим особенностями гидротермического режима. Почвенный покров представлен различными типами аллювиальных почв и их эволюционными рядами. На участках с травяной растительностью на различных элементах мезорельефа представлены черноземовидные, аллювиальные, дерновые почвы и их оглеенные разновидности. Повышенные участки террас заняты лесными экосистемами, где под лесной растительностью развиты мерзлотные палевые почвы.

Вечная мерзлота, повсеместно развитая в данном регионе, оказывает большое влияние на формирование почв как дополнительный локальный фактор почвообразования. Как для природных, так и городских почв характерно наличие признаков криогенных процессов в профиле. На морфологическом уровне это проявляется в формировании особой мерзлотной почвенной структуры, особенно нижних горизонтов, в наличии языковатости гумусовых и минеральных горизонтов и признаков перемешанности почвенной массы, обусловленных процессами криотурбации, морфологически заметной надмерзлотной криогенной аккумуляции различных химических соединений в виде пятен, полос, потеков и др. В мерзлотных почвах также специфичны почвенные режимы: температурный, водный, солевой, воздушный, питательных веществ (Еловская 1987).

Результаты и обсуждение

Трансформация органического профиля

В природных почвах мощность гумусовой толщи варьирует в пределах от 20 до 53 см, содержание органического углерода в верхних горизонтах – от 2,1 до 5,3% (преобладают значения 2,2-3,3%), для них характерны все типы распределения $S_{орг}$ по профилю (табл. 1). Почвы под сосновым лесом (р. 1-1) наиболее богаты органическим веществом (5,3% в верхнем горизонте) при небольшой мощности гумусовой толщи (19 см) и регрессивно-аккумулятивном типе

распределения по профилю. В почвах мезоповышений в условиях общей сухости климата на песках и супесях под сухостепными лугами формируются почвы с мощностью гумусового профиля 32-49 см, с содержанием органического углерода в его верхней части 2,1-3% и равномерным типом распределения по профилю. Дополнительное увлажнение в почвах пониженных элементов рельефа создает оптимальные условия гумусообразования. Мощность горизонтов A+AB составляет 53-56 см при равномерно-аккумулятивном типе распределения $S_{орг}$ и содержании в верхних горизонтах 3-4,5%.

Таблица 1. Свойства почв г. Якутска и его окрестностей (опорные разрезы)

Тип ЭГЛ и объект	№	Тип почвы	Гори- зонт	Глубина, см	pH, ед.	Сорг, %	ES, mS/cm	CaCO3, %
I-II террасы, лесные экосистемы								
рекреационно- парковый (парк)	1	мерзлотная палевая серая переходная под сосновым лесом	A	5-10	7,3	3,1	0,43	-
			AB	10-22	7,5	0,3	0,13	-
			BCf	22-61	7,4	0,0	0,09	-
			C	61-98	8,4	0,0	0,20	0,91
природный аналог	1-1	мерзлотная палевая серая переходная под сосновым лесом	A	1-19	7,3	5,3	0,62	-
			Bfg(Ca)	19-75	7,7	0,8	0,32	-
			C	75-105	6,8	0,1	0,08	-
Незаливаемая пойма, мезоповышения, луговые экосистемы								
селитебный (городской сквер)	2	мерзлотная луговато-черноземная поверхностно-преобразованная	Au	0-10	7,5	3,9	1,65	-
			A	10-20	7,1	4,2	1,77	-
природный аналог	2-1	мерзлотная луговато-черноземная (20-летняя залежь)	Ap	0-29	7,2	2,1	0,05	-
			AB	29-49	7,4	1,4	0,04	-
			BC	49-60	7,7	-	0,04	-
			Cg	60-126	8,6	-	0,07	-
селитебно- транспортный (примагистральный участок)	3	мерзлотная аллювиальная дерновая черноземовидная поверхностно-преобразованная	Au	0-10	7,9	2,3	0,24	2,55
			Au	10-20	8,1	1,8	0,19	1,01
	4	мерзлотная аллювиальная дерновая поверхностно преобразованная	A	4-14	7,4	2,2	0,16	-
			AC1	14-49	7,7	0,6	0,17	-
			AC2	49-65	8,5	0,4	0,46	-
			C	65-96	7,6	0,1	0,11	-
природный аналог	3,4-1	мерзлотная аллювиальная дерновая черноземовидная	A	0-32	7,4	2,4	0,18	-
			B1Ca	32-66	7,8	1,6	0,24	1,63
			B2	66-103	7,7	0,9	0,29	-
			C	103-107			0,38	-
	3,4-2	мерзлотная аллювиальная дерновая черноземовидная	A	2-15	7,3	2,3	0,24	-
			AB	5-34	7,0	0,8	0,17	-
			BC	34-107	7,1	0,7	0,14	-
Незаливаемая пойма, мезопонижения, луговые экосистемы								
селитебно- транспортный (примагистральный участок)	5	мерзлотная аллювиальная дерновая глееватая поверхностно преобразованная	Ag	6-18	8,5	2,4	0,76	1,66
			ABg	18-32	8,5	2,0	0,47	4,27
			BCg	32-97	8,2	0,5	0,30	-
природный аналог	5-1	мерзлотная аллювиальная дерновая	A	3-30	7,3	3,0	0,44	0,71
			AB	30-53	7,4	1,6	0,36	-
			BC	53-98	7,2	1,0	0,34	-
селитебный (дворовый сквер)	6	мерзлотная луговато-черноземная засоленная поверхностно- преобразованная	Au	0-10	7,1	6,7	8,85	-
			Au	10-20	7,4	6,8	0,97	-
природный аналог	6-1	мерзлотная луговато-черноземная засоленная	Adsa	0-4	7,2	4,5	12,6	2,30
			A sa	4-23	7,3	4,2	1,38	1,76
			AB ca,g	23-38	8,3	2,1	1,08	6,14
			B ca,g	38-56	7,6	1,6	1,11	5,64
			BC Ca,g	56-107	7,8	-	0,52	1,09
			Cg	107-160	7,6	-	0,66	-

В черте города гумусное состояние почв изменяется неоднозначно. Нами отмечается лишь тенденция накопления органического углерода в корнеобитаемых горизонтах на 0,1-0,3% с некоторым максимумом в верхней части, при этом пространственная неоднородность параметра (вариабельность) довольно резко возрастает (табл. 2). То есть по сравнению с природными аналогами в почвах г. Якутска отмечаются лишь слабые начальные стадии усиления интенсивности процесса гумусообразования. Обусловлено это значительно меньшей степенью антропогенного прессинга на территории «малого» города. Город Якутск - относительно молодой (370 лет), в нем невысок коэффициент эмиссионной нагрузки (невысокий уровень индустриализации, низкая численность населения - 268 тысяч человек).

Нами четко прослеживается влияние типа ЭГЛ на изменения содержания органического углерода в верхних горизонтах. Для лесных почв рекреационно-парковой зоны отмечается уменьшение содержания $C_{орг}$ (на 2,2%). В почвах скверов содержание $C_{орг}$ значительно увеличивается (на 2,1%), тогда как в почвах примыкающих участков сколько-нибудь значительных изменений не наблюдается.

В городских почвах травяных экосистем прослежен тренд увеличения количеств $C_{орг}$ в корнеобитаемом слое, что связано с изменением травяного яруса, загрязнением углеродсодержащими соединениями и прямым вмешательством человека (табл. 2).

Влиянию города на органический профиль более подвержены почвы мезопонижений, а почвы мезоповышений практически не реагируют на городской «прессинг». В почвах мезопонижений максимальное накопление и пространственная пестрота содержания органического углерода приурочены к слою 10-20 см.

Таким образом, направленность трансформации органического профиля в условиях города определяется типом растительности и типом ЭГЛ, а интенсивность этого процесса зависит и от типа экосистемы, и от положения почвы в мезорельефе.

Влияние условий города на реакцию среды и содержание карбонатов в почвах

Реакция среды природных почв находится в пределах от 6,8 до 8,3 ед. pH, увеличиваясь с поверхности к средней части профиля почв (к горизонтам скопления $CaCO_3$), а затем снижаясь. Содержание карбонатов варьирует от 0,3 до 6,1%, а в ряде случаев их накопление отсутствует. Особенности водного режима почв под лесом обуславливают их меньшую щелочность (pH 6,8-7,7) и минимум карбонатов (0,3%) (р. 1-1) по сравнению с почвами травяных экосистем. В почвах последних на мезоповышениях чаще фиксируются более низкие значения pH (7,2-7,8 ед.), чем в почвах мезопонижений (7,2-8,3 ед.). В этих же ландшафтах карбонаты накапливаются в количествах 0,9-1,6% и 1-6% соответственно.

В профиле городских почв содержание $CaCO_3$ лежит в диапазоне от 1,0 до 4,3 %, а величина pH - от 7,1 до 8,5 ед. Максимальные значения приурочены к горизонтам скопления карбонатов, располагающимся

либо в верхней, либо в средней частях профиля. Изменения содержания $CaCO_3$ и реакции среды под воздействием городского «прессинга» носят разнонаправленный характер и определяются типом экосистемы, исходным состоянием почвы, а главным образом - видом землепользования или ЭГЛ.

В почвах рекреационно-парковой зоны (р.1) изменение pHвод не установлено; но прослежена тенденция миграции $CaCO_3$ вниз по профилю. Данный факт связан, очевидно, с двумя причинами. Во-первых, с особенностями водного режима под древесной растительностью и увеличением мощности «деятельного» слоя вследствие возрастания температуры почв на территории города. Во-вторых, с низким уровнем антропогенного (определяемого взаимодействием приземной части атмосферы (тропосферы), в пределах которой формируется воздушная среда, с инженерными сооружениями) загрязнения кальций-содержащей пылью таких ландшафтов (Экогеохимия... 1995, Состояние... 2000). Обеднение карбонатами верхней части почв под лесной растительностью в городах, расположенных в степной зоне, отмечено и другими авторами (Безуглова и др. 1997, Бутова и др. 1977).

В почвах травяных экосистем под влиянием урботехногенеза происходят противоположные процессы, направленность которых определяется типом использования территории. В почвах скверов изменения содержания $CaCO_3$ и реакции среды не прослеживаются, в почвах же примыкающих участков - отмечается накопление карбонатов в верхних горизонтах на 0,3-2,5% и возрастание pH более чем на единицу. Основные причины: использование при прокладке автодорог и строительстве зданий материалов, содержащих карбонаты.

В корнеобитаемых горизонтах почв под влиянием урбопедогенеза прослеживается лишь статистически недостоверный тренд подщелачивания на 0,5 ед. pH при незначительном увеличении пространственной вариабельности и тенденция увеличения содержания карбонатов (с 0,4 до 0,6%) (табл. 2). Наиболее интенсивно эти изменения проявляются в почвах примыкающих участков.

В лесных почвах по сравнению с почвами под травяным покровом отмечается более существенное увеличение pH и его пространственной вариабельности (табл. 2). В почвах участков, расположенных как на мезоповышениях, так и в мезопонижениях, отмечается подщелачивание верхних горизонтов.

В корнеобитаемых горизонтах городских почв травяных экосистем изменений содержания карбонатов под влиянием урбопедогенеза не отмечено. Для лесных же почв четко прослежена тенденция увеличения среднего (на 0,4%) и пространственной вариабельности (на 30%) содержания карбонатов. Указанные различия обусловлены степенью антропогенной нагрузки (типом ЭГЛ) и изменениями особенностей водного режима на участках под разной растительностью. Для городских почв мезоповышений характерна общая тенденция увеличения содержания карбонатов, а для

почв мезопонижений отмечается их нисходящая миграция вследствие изменений гидрологического режима.

На основании сравнения относительных изменений среднего и вариабельности значений pH в корнеобитаемых горизонтах городских почв по отношению к природным показано, что влияние типа экосистемы весьма незначительно, влияние же формы мезорельефа значительно сказывается на относительном изменении пространственной вариабельности параметра. Касательно содержания карбонатов роли параметров диаметрально противоположны: наибольшее влияние оказывает тип экосистемы, влияние мезорельефа менее значительно. При этом определяющую роль играет принадлежность почвы к определенному типу ЭГЛ.

Содержание легкорастворимых солей в почвах города и их аналогах

Согласно Л.Г. Еловской (1987) и Д.Д. Саввинову (1989), засоленные почвы достаточно широко распространены в долине р. Лены. Причинами развития засоления являются сухость и резкая континентальность климата, наличие вечной мерзлоты, препятствующее достаточному промыванию от солей почвенной толщи, засоленность пород и общий котловинный рельеф.

Содержание легкорастворимых солей в естественных почвах варьирует от 0,04 до 12,6 мS/cm. Большая часть почв относится к градации незасоленных ($ES=0,2-0,8$ мS/cm). Сильнозасоленной является лишь почва р.6-1, в верхнем горизонте которой электропроводность составила 12,6 мS/cm, что связано с положением почвы в понижении рельефа. Тип засоления определен как хлоридно-сульфатно- и сульфатно-магниево-кальцевый.

Большинство почв г. Якутска не засолены: величина ES варьирует от 0,09 до 8,85 мS/cm (преобладают показатели 0,25-0,70 мS/cm). Изменения содержания легкорастворимых солей в почвах городских территорий по сравнению с естественными ландшафтами определяются исходными характеристиками, положением в рельефе и типом ЭГЛ.

В почвах под лесной растительностью (р. 1) отмечен тренд выщелачивания легкорастворимых солей (ES в метровой толще почвы контроля составляла 0,32-0,62 мS/cm, а в парково-рекреационной зоне города – 0,13-0,43 мS/cm). Обусловлено это увеличением количества осадков и мощности оттаивающей толщи на урбанизированных территориях. Существенных изменений в накоплении легкорастворимых солей в почвах города, расположенных на мезоповышениях рельефа, не прослеживается. Наиболее интенсивные нисходящие миграционные потоки легкорастворимых солей отмечены в почвах, приуроченных к пониженным элементам рельефа. В случае исходно высокого уровня содержания солей урбанизация может способствовать рассолению почвы. Так, на территории дворового сквера (т. 6) в верхнем горизонте почвы ES составила 8,85 мS/cm., а в природном аналоге – 12,6 мS/cm. В почвах примагистрального участка (т. 5) электропроводность по сравнению с природным вариантом возросла с 0,44 до 0,76 мS/cm, что обусловлено более интенсивной антропогенной нагрузкой на эти ЭГЛ.

В лесных городских экосистемах не прослежено существенных изменений содержания легкорастворимых солей и его вариабельности в исследуемых горизонтах почв. Под травяной растительностью отмечен общий тренд рассоления верхнего 10см слоя почвы и накопление легкорастворимых солей в нижней части корнеобитаемых горизонтов. На участках мезоповышений в корнеобитаемых горизонтах почв не отмечается значимых изменений солевого состояния. В почвах мезопонижений под воздействием нисходящих потоков влаги происходит перемещение легкорастворимых солей в более глубокие горизонты почв.

В целом, в почвах города прослеживается тенденция снижения содержания легкорастворимых солей и их выщелачивания, интенсивность проявления которой определяется положением в рельефе и исходным уровнем засоления почв. Тип ЭГЛ определяющего значения не имеет.

Таблица 2. Влияние основных факторов на изменение свойств городских почв по сравнению с аналогами

фактор		Сорг, %		pH, ед.		ES, mS/cm		CaCO3, %	
		ΔXср	ΔCV	ΔXср	ΔCV	ΔXср	ΔCV	ΔXср	ΔCV
урбопедогенез		0,1	18	0,5		0,0	-80	0,2	
тип экосистемы	лесная	-2,2		0,9				0,4	125
	травяная	1,5					-71		
положение в мезорельефе	повышение							0,4	-92
	понижение	0,6	36			-1,4		-0,5	

Примечание: $\Delta X_{\text{ср}}$ - отклонение среднего значения свойств городских почв по сравнению с природными аналогами;

ΔCV – отклонение коэффициента вариабельности значений свойств почв города относительно природных почв; незначимые показатели опущены.

Заключение

В почвах г. Якутска по сравнению с природными аналогами направление и степень трансформации гумусного, карбонатного, солевого состояния и

распределения pHвод зависят от исходного состояния почв, принадлежности их к определенному типу ЭГЛ, экосистемы и форме мезорельефа.

Профильное распределение содержания органического углерода, карбонатов, величин ES и pH

практически не претерпевают изменений при низком уровне антропогенного воздействия, при повышенном - отмечен разнонаправленный характер преобразований.

Тип элементарного городского ландшафта играет определяющую роль в изменении содержания органического углерода, реакции среды и содержания карбонатов. На характер распределения легкорастворимых солей в условиях города наибольшее влияние оказывает положение в мезорельефе.

Наиболее существенное изменение свойств почв фиксируется в 0-20см слое. На территории г. Якутска в отличие от мегаполисов таежной зоны не отмечено достоверного изменения показателей ряда свойств почв, а прослежена лишь его тенденция при увеличении пространственной неоднородности параметров.

Принадлежность почв к типу экосистемы определяет максимальное относительное изменение содержания органического углерода и карбонатов в городских почвах по сравнению с природными почвами, а к форме мезорельефа – вариабельность значений рН и ЕС.

Предполагается, что на участках г. Якутска, не подверженных интенсивному влиянию, вероятно «гумидизация» ландшафтов в отличие от их «аридизации», отмечаемой для почв городов таежной зоны.

Благодарности

Благодарим д.б.н. Десяткина Р.В. за помощь в организации полевых работ и к.б.н. Стому Г.В. за помощь в написании материала

Литература

- Агаркова М.Г. 1991. Эколого-генетические особенности почв городских экосистем. Автореферат канд. дис., М. 26 с.
- Безуглова О.С., Крыщенко В.С., Приваленко В.В., Горбов С.Н. 1997. Особенности почвенного покрова урболандшафта Ростова-на-Дону. Проблемы антропогенного почвообразования, т.2. М. С. 203-205.
- Еловская Л.Г. 1987. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск. 172 с.
- Зеликов В.Д. 1964. Некоторые материалы к характеристике почв лесопарков, скверов и улиц Москвы. Известия ВУЗов. Лесной журнал № 3. С. 28-32.
- Состояние зеленых насаждений в Москве. 2000. М.: Прима-Пресс-М. 276 с.
- Строганова М.Н., Мягкова А.Д., Прокофьева Т.В. 1998. Городские почвы: генезис, классификация, функции. Почва, город, экология. М. С. 15-108.
- Экогеохимия городских ландшафтов. Под ред. Н.С. Касимова. 1995. М. 336 с.
- Обухов А.И., Лепнева О.М. 1990. Экологические последствия применения противогололедных соединений на городских магистралях и меры по их устранению. Экологические исследования в Москве и Московской области. М. С. 197-201.
- Саввинов Д.Д. 1989. Почвы Якутии. Якутск. 152 с.



Временное взаимодействие сваи с промерзающим пучинистым грунтом при учете влияния фазового перехода

П.А. Горбачев
ГОУ ВПО МГСУ, Москва, Россия

Реферат

В статье рассматривается задача о взаимодействии сваи с промерзающим пучинистым грунтом во времени при учете переменной скорости промерзания и вязкости. Показано, что данные параметры существенно влияют на величины касательного напряжения и суммарного выдергивающего усилия от пучения, действующих на сваю.

Ключевые Слова: Выдергивающее усилие; касательное напряжение морозного пучения; потеря устойчивости фундамента; промерзание грунтов; свая; скорость промерзания; реология.

Общие положения

В результате промерзания пучинистого грунта вокруг сваи формируется сложное напряженно-деформированное состояние. Для моделирования взаимодействия фундамента с основанием в работе использована цилиндрическая модель грунто-свайного массива с внешним диаметром влияния $2b$ и внутренним диаметром $2a$.

Для условий данной задачи считаем, что свая погружена в талый грунт на глубину, достаточную, чтобы силы трения, действующие по боковой поверхности, компенсировали силы морозного пучения. Таким образом, свая находится в неподвижном состоянии, так как суммарная выдергивающая сила N_b уравнивается удерживающей силой $N_{уд}$. В результате, для условий данной задачи можно отдельно рассматривать равновесие мерзлой и талой частей грунто-свайного массива (Рис.1).

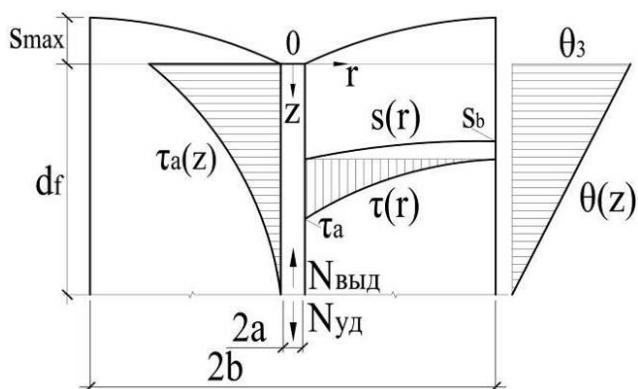


Рис.1. Расчетная геотехническая модель грунто-свайного массива для момента достижения фронта глубины сезонного промерзания

Для моделирования процесса промерзания грунтового цилиндра приближенными методами решается задача теплопереноса с учетом фазовых переходов. В результате расчета для различных моментов времени можно получить изменение температуры по координате z массива.

Распределение температуры по глубине деятельного слоя аппроксимируется линейной зависимостью:

$$\theta(z, t) = \theta_3 \cdot \left(1 - \frac{z}{d_f(t)} \right), \quad (1)$$

где θ_3 – постоянная температура на поверхности грунта, z – текущая координата в пределах деятельного слоя, $d_f(t)$ – координата положения фронта, изменяющаяся по закону:

$$d_f(t) = \beta(t) \cdot \sqrt{t}, \quad (2)$$

где t – время в секундах, $\beta(t)$ – коэффициент, характеризующий скорость движения фронта нулевой изотермы в глубь массива. Данный коэффициент определяется из решения температурной задачи и аппроксимируется функцией:

$$\beta(t) = \beta_0 \cdot e^{\frac{t}{\chi}}, \quad (3)$$

где β_0 – начальный коэффициент скорости продвижения фронта промерзания, χ – коэффициент, характеризующий скорость изменения β ; β_0 и χ – подбираются на основе температурного расчета.

Зависимости $d_f(t)$ для постоянного и переменного $\beta(t)$ можно представить в виде графиков (Рис.2):

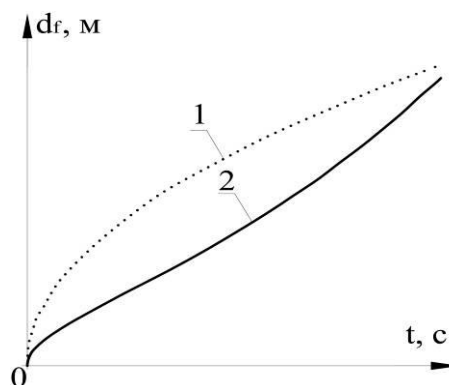


Рис.2. Графики зависимости координаты положения подвижной границы раздела фаз d_f : 1) для постоянного коэффициента β и 2) для переменного β

Как видно из графика (Рис.2) переменный коэффициент β существенно влияет на функцию координаты фронта промерзания $d_f(t)$: кривая 2 растет медленнее, чем 1. Продвижение фронта промерзания в глубь массива замедляется из-за дополнительных

затрат энергии на преодоление фазовых переходов воды в грунте, проходящих в температурном интервале, в отличие от первого случая, где все фазовые переходы проходят при одной температуре. Неритмичное движение фронта промерзания с учетом переменного $\beta(t)$ оказывает существенное влияние на вид кривых скорости подъема грунта во времени, что, в свою очередь, влияет на изменение касательного напряжения τ_a и суммарного выдергивающего усилия $N_{\text{выд}}$ во времени.

Основные зависимости

Запишем реологическое уравнение для мерзлого грунта:

$$\dot{\gamma} = \frac{\tau - \tau^*}{\eta} + \frac{\dot{\tau}}{G}, \quad (4)$$

где $\dot{\gamma}, \dot{\tau}$ – скорости угловой деформации и касательного напряжения соответственно; τ, τ^* – действующее и предельное значения касательного напряжения; G – модуль сдвига; η – вязкость грунта.

В данной работе рассматривается только вязко-пластическая часть уравнения (4), в результате получаем:

$$\dot{\gamma} = \frac{\tau - \tau^*}{\eta} \quad (5)$$

Для цилиндрической модели скорость изменения угловой деформации в зависимости от скорости подъема и радиуса имеет вид (Гер-Мартirosян 2009):

$$\dot{\gamma} = \frac{ds}{dr} \quad (6)$$

В первом приближении распределение касательного напряжения τ по радиусу r принимается по зависимости:

$$\tau(r) = \tau_a \frac{b - r^2}{(b - a)^2}, \quad (7)$$

где τ_a – значение касательного напряжения на контакте грунт- сваи (при $r=a$; см.рис.1); a, b – радиус сваи и внешний радиус цилиндрической модели соответственно; r – текущее значение радиуса, причем $r \in [a, b]$.

Приравняв (5) и (6), при учете (7), получим дифференциальное уравнение относительно скорости подъема грунта. Его решение при $r=b$ выглядит следующим образом:

$$s_b = -\frac{b-a}{\eta} \left(\frac{\tau_a}{3} - \tau^* \right) \quad (8)$$

Известно, что при охлаждении вязкость грунта увеличивается. В данной статье из анализа экспериментальных данных, приведенных в работе (Роман 2002), принято следующее выражение для аппроксимации зависимости вязкости грунта η от температуры θ :

$$\eta(\theta) = \eta_0 e^{k\theta} \quad (9)$$

где η_0 – начальная вязкость; θ – температура; k – коэффициент пропорциональности.

Подставляя формулу (9) в (8), можно получить выражение для скорости подъема грунта для условия переменной вязкости.

Далее найдем скорость подъема грунта в результате пучения вне зоны влияния сваи. Для данной задачи считаем, что объемное деформирование при компрессии сопровождается исключительно упругими деформациями, в соответствии с законом:

$$\varepsilon_v = \varepsilon_1 = \frac{\sigma_1 + 2\sigma_3}{K} + 3\alpha\theta(z, t) \quad (10)$$

где ε_v – объемная деформация грунта; σ_i – компоненты главных напряжений; K – модуль объемной деформации; α – осредненный коэффициент линейного расширения грунта для температурного интервала $[\theta_{\text{кп}}, \theta_{\text{нп}}]$ между началом и концом морозного пучения. Для условий данной задачи примем $\theta_{\text{нп}}=0, \theta_{\text{кп}}=\theta_3$; $\theta(z, t)$ – температура грунта в данном слое z , определяемая выражением (1), для момента времени t .

В силу того, что при промерзании грунта его модуль объемной деформации K существенно увеличивается, будем считать, что $(\sigma_1 + 2\sigma_3)/K \ll 3\alpha\theta(z, t)$. В результате, выражение (10) примет вид:

$$\varepsilon_1 = 3\alpha\theta(z, t) \quad (11)$$

Проинтегрируем (11) при условии, что температура изменяется в соответствии с выражением (1), постоянную интегрирования найдем из условия: $s|_{z=0}=0$. В результате получим зависимость для $s(z, t)$:

$$s(z, t) = -\frac{3}{2} \alpha \theta_3 \cdot \frac{\theta_f(t) - z^2}{d_f(t)}. \quad (12)$$

Для определения скорости подъема вычислим производную по времени от выражения (12):

$$\dot{s}(t) = -\frac{3}{2} \alpha \theta_3 \cdot \frac{\theta_o^2 \cdot e^{2t/\chi} \cdot t - z^2}{\beta_o \cdot e^{t/\chi} \cdot \sqrt{t}} \cdot \left(\frac{1}{\chi} + \frac{1}{2 \cdot t} \right), \quad (13)$$

причем $t > 0$.

Приравняв (13) и (8), и проводя преобразования, получим $\tau_a(z, t)$:

$$\tau_a(z, t) = 3 \cdot \tau^* + \frac{9}{2} \cdot \frac{\eta}{b-a} \alpha \theta_3 \cdot \frac{\theta_o^2 \cdot e^{2t/\chi} \cdot t - z^2}{\beta_o \cdot e^{t/\chi} \cdot \sqrt{t}} \cdot \left(\frac{1}{\chi} + \frac{1}{2 \cdot t} \right), \quad (14)$$

где $t > 0$.

Выдергивающее усилие, действующее на сваю, найдем в соответствии с выражением:

$$N_{\text{выд}} = 2\pi a \int_0^{d_f} \tau_a(z) dz \quad (15)$$

Подставляя (14) в (15) и интегрируя, получим:

$$N_{\text{выд}} = 2\pi a \left(3\tau^* \beta_o \cdot e^{1/\chi} \cdot \sqrt{t} + 3\beta_o^2 e^{2t/\chi} \cdot \frac{\eta}{b-a} \alpha \theta_3 \cdot \left(\frac{1}{\chi} + \frac{1}{2t} \right) \right) \quad (16)$$

В случае, если $\beta = \text{const}$, выражения (14) и (16) преобразуются к виду (Горбачев 2010):

$$\tau_a(z, t) = 3 \cdot \tau^* + \frac{9}{4} \cdot \frac{\eta}{b-a} \frac{\alpha}{\beta} \theta_3 \cdot \frac{\beta^2 \cdot t - z^2}{t\sqrt{t}} \quad (17)$$

Таблица 1. Исходные данные.

Параметр	η_o сек	k	τ^* , Па	α , 1/°C	$ \theta_3 $, °C	$ \theta_{\text{ин}} $, °C	$ \theta_{\text{кп}} $, °C	β_o	χ	a, м	b, м	d _г , м
Значение	$3.3 \cdot 10^{11}$	0.4	0	$2 \cdot 10^{-3}$	7.4	0	7.4	$3.3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^6$	0.2	1	2

Далее приводятся графики изменения касательного напряжения по глубине $\tau_a(z)$ для различных моментов времени, а так же $\tau_a(t)$ для различных глубин (Рис. 3):

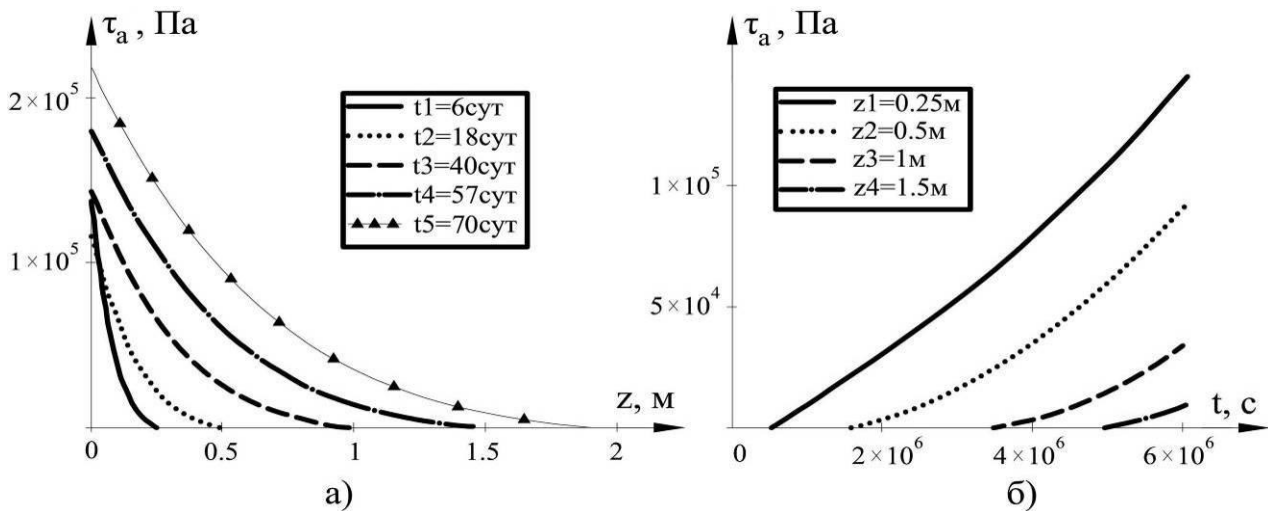


Рис.3. Графики зависимости касательного напряжения τ_a при $\eta(\theta)$ и $\beta(t)$: а) от координаты z для постоянных моментов времени t_1-t_5 ; б) от времени t для точек, расположенных на различных глубинах z_1-z_4

Для сравнения построим аналогичные графики для условия постоянной вязкости η и переменного

$$N_{\text{выд}} = 2\pi a \left(3\tau^* \beta \cdot \sqrt{t} + \frac{3}{2} \frac{\eta}{b-a} \alpha \theta_3 \beta^2 \right) \quad (18)$$

Для того чтобы учесть зависящую от температуры вязкость грунта, в (14) достаточно подставить (9). Интегрируя полученное выражение по координате z можно получить $N_{\text{выд}}$ для условия переменной вязкости. Данные зависимости не приводятся из за громоздкости.

Рассмотрим пример, иллюстрирующий применение полученных формул при следующих исходных данных:.

коэффициента β , и во втором случае для постоянных η и β (Рис.4 и Рис.5 соответственно):

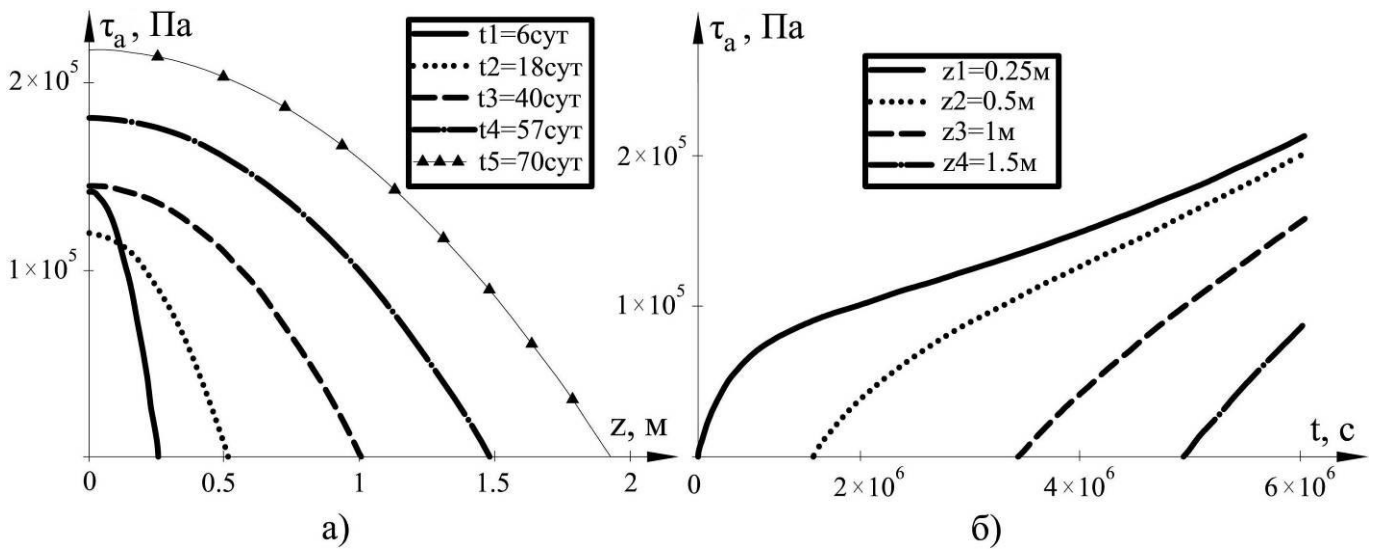


Рис.4. Графики зависимости касательного напряжения τ_a при $\eta(\theta)=\text{const}$ и $\beta(t)$: а) от координаты z для постоянных моментов времени t_1-t_5 ; б) от времени t для точек, расположенных на различных глубинах z_1-z_4

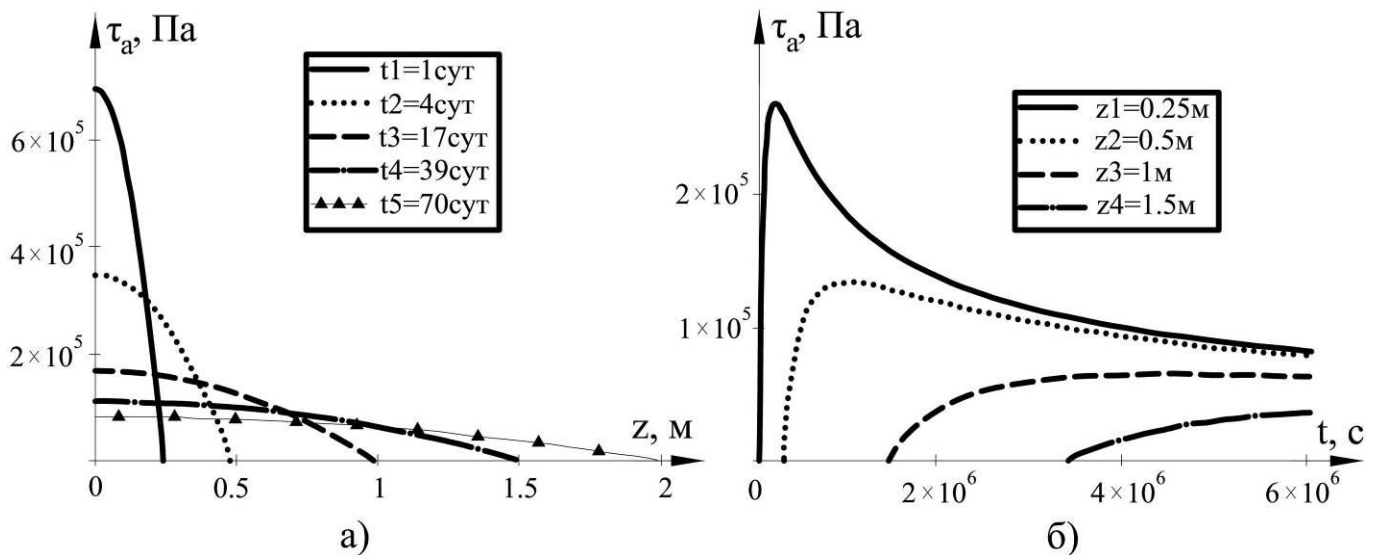


Рис.5. Графики зависимости касательного напряжения τ_a при $\eta(\theta)=\text{const}$ и $\beta(t)=\text{const}$: а) от координаты z для постоянных моментов времени t_1-t_5 ; б) от времени t для точек, расположенных на различных глубинах z_1-z_4

При сравнении графиков на рисунках 3 и 4 видно, что при учете переменной вязкости $\eta(\theta)$ затухание касательного напряжения τ_a по глубине z происходит интенсивнее, чем при постоянной η (Рис.3а, 4а). На больших глубинах имеют место меньшие величины вязкости, следовательно, грунт на этих глубинах испытывает меньшие напряжения. При сравнении графиков изменения τ_a во времени для различных значений z (Рис. 3б, 4б) видно, что рост напряжения, особенно на начальных этапах, происходит медленнее при учете переменной вязкости.

Рассмотрим кривые $\tau_a(z,t)$ при постоянной вязкости для переменного и постоянного параметра β . В обоих случаях происходит затухание величины касательного напряжения τ_a с глубиной z для различных фиксированных моментов времени.

Однако, на поверхности грунта при переменном β происходит увеличение τ_a (Рис.4а), а при постоянном β функция τ_a убывает во времени (Рис. 5а). При этом площади под всеми эпюрами $\tau_a(z)$ на рисунке 5а равны между собой.

Характер изменения касательного напряжения во времени также существенно зависит от параметра β . При переменном $\beta(t)$ функция касательного напряжения постоянно возрастает (Рис. 4б), при этом кривые по своему виду повторяют график для координаты подвижной границы $d_f(t)$ (Рис.2., кривая 2). При постоянном β функция $\tau_a(z,t)$ в точках, близко расположенных к поверхности растет, проходя через экстремум, затем убывает. На больших глубинах экстремум нивелируется, а функция плавно нарастает до некоторой величины (Рис 5.б).

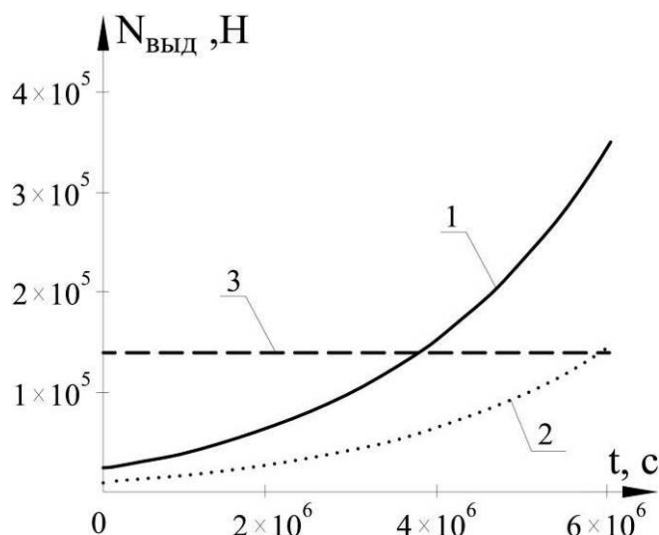


Рис.6. Графики зависимости суммарного выдергивающего усилия $N_{\text{выд}}$ для случаев: 1) $\beta(t)$ – переменный и $\eta=\text{const}$; 2) $\beta(t)$ – переменный и $\eta(\theta)$ – переменная; 3) $\beta(t)=\text{const}$ и $\eta(\theta)=\text{const}$.

Из графика $N_{\text{выд}}(t)$ (Рис. 6) видно, что в случае переменного коэффициента β , учет зависимости вязкости η от температуры θ дает заметное снижение суммарного выдергивающего усилия, (для условий рассматриваемого примера более, чем в 2 раза).

При постоянном коэффициенте β суммарное выдергивающее усилие постоянно во времени (см. формулу (18)), и для условий данной задачи равно $N_{\text{выд}}=140 \text{ кН}$ (14.2т). (Рис. 6, прямая 3), в то время как при учете переменной скорости промерзания β происходит нарастание суммарной выдергивающей силы во времени, что больше соответствует действительности.

Заключение

1. Изменение параметра скорости продвижения фронта промерзания β существенно влияет на

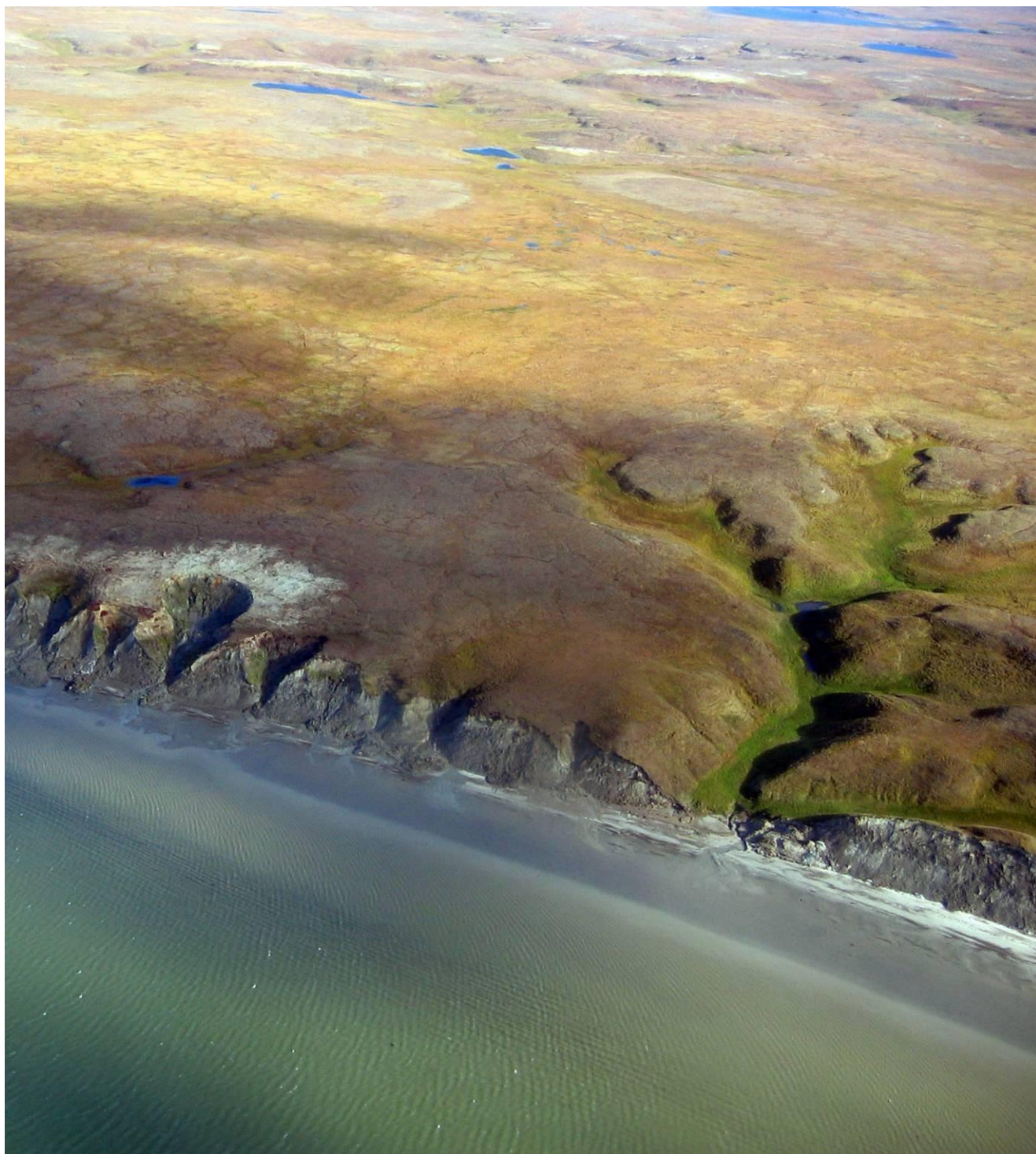
скорость подъема грунта в процессе пучения и, следовательно, на характер изменения касательного напряжения τ_a по глубине и во времени. При переменном β происходит возрастание выдергивающего усилия во времени, в то время как при $\beta=\text{const}$, оно остается постоянной величиной (при $\tau^*=0$).

2. Учет переменной вязкости η позволяет снизить суммарное выдергивающее усилие, действующее на сваю, так как затухание касательного напряжения по глубине происходит интенсивнее, а возрастание τ_a во времени на разных глубинах происходит медленнее, нежели без учета этого параметра.

3. Таким образом, переменные вязкость грунта η и параметр скорости его промерзания β необходимо учитывать при расчете свайных фундаментов на устойчивость.

Литература

- Горбачев П.А. Учет реологических свойств грунта при взаимодействии со сваями /Строительство-формирование среды жизнедеятельности: Сборник трудов Четырнадцатой Международной межвузовской научно-практической конференции молодых ученых, докторантов и аспирантов. – М.: АСВ, 2011, с.563-567.
- Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. – М.: МАИК «Наука/интерпериодика», 2007, с125.
- Тер-Мартirosян З. Г. Механика грунтов. – М.: АСВ, 2009, с.461.
- Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. – М.: Высшая школа, 1973, 445с.



Физико-механические процессы в криогенных образованиях при изменении температуры

Я.Б. Горелик

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

В работе рассматривается влияние внутренних напряжений в грунте и его деформационных свойств на результаты описания и интерпретацию следующих вопросов: минерализация криопэггов; положение нижней границы залегания шлирового льда в массиве мерзлых пород; химический состав пластовых льдов; механизмы формирования пластовых льдов.

Ключевые Слова: Деформации; замерзание; криопэги; напряжения; пластовый лед.

Введение

Состояние водонасыщенного грунта, при котором находятся в равновесии талые и мерзлые его части, а также процессы его промерзания или протаивания лишь в самом грубом приближении могут быть проанализированы и описаны в чисто теплофизических терминах. В силу того, что вблизи границы раздела фаз сосредоточены значительные силовые факторы, а также вследствие разности плотностей воды и льда, такие состояния и процессы неизбежно сопровождаются изменением напряженно – деформированного состояния грунта, учет влияния которого может существенно дополнить или изменить результаты решения ряда задач. В настоящей работе рассматриваются конкретные примеры, иллюстрирующие справедливость высказанного тезиса.

Минерализация криопэггов

Существование криопэггов в разрезах мерзлых толщ может быть связано с определенным механизмом формирования пластовых льдов [Стрелецкая, Лейбман, 2002], а их минерализация и химический состав растворов – с генезисом поровых вод и палеотемпературной реконструкцией условий формирования мерзлой толщи [Фотиев, 1997; Фотиев, 1999]. Однако, анализ изменения концентрации рассолов внутри криопэга с изменением окружающей температуры проводится без учета деформируемости и прочностных свойств вмещающих его мерзлых пород. Это может привести к определенным погрешностям в полученных результатах. Для иллюстрации рассмотрим криопэг в форме сферы радиуса R_0 при начальной отрицательной температуре t_0 и начальной концентрации солей C_0 . Пусть окружающая температура понизилась до значения $t < t_0$. Часть рассола при этом должна замерзнуть, концентрация раствора – возрасти, а вследствие отличия плотностей воды и льда общий объем системы должен увеличиться (вследствие очень низкой сжимаемости воды и льда основное изменение объема может происходить только за счет окружающих пород). Если бы окружающие мерзлые породы не могли деформироваться, то никакая часть жидкости в криопэге не смогла бы замерзнуть и

концентрация рассола оставалась бы равной начальному значению. Новое состояние равновесия в такой (недеформируемой) системе характеризуется лишь повышением давления внутри криопэга. Противоположный только что рассмотренному случай может характеризоваться возможностью неограниченных деформаций вмещающих пород при повышении давления внутри криопэга. Его реальным аналогом является капля рассола во льду (микроркриопэг). В силу того, что предел упругости льда близок к нулю его деформации достаточно хорошо описываются схемой течения очень вязкой несжимаемой жидкости. В этом случае при рассматриваемом понижении температуры раствор частично замерзнет и концентрация солей внутри криопэга достигнет нового равновесного значения C_t , которое определяется обычно используемыми методами (без учета деформируемости вмещающих пород). При этом конечное равновесное значение давления внутри криопэга (капли) будет совпадать с начальным [Горелик., Колунин, 2002].

В природных условиях криопэги размещаются в мерзлых грунтах (обычно - в мерзлых песках), деформационные свойства которых далеки от обоих рассмотренных выше случаев. Ниже для сравнения приведем результаты расчета для упругой и упруго-пластической (вторая - наиболее реалистична) моделей деформирования мерзлых песков. Расчеты выполнены с учетом подходов работы [Горелик., Колунин, 2002] и с использованием методов работы [Соколовский, 1969]. Необходимые механические характеристики взяты из книги [Цытович, 1973] при соответствующих температурах. Для определенности примем, что в состав рассола входит только соль $NaCl$; $C_0 = 35 \text{ кг/м}^3$; $t_0 = -1,9^\circ \text{C}$; $t = -7^\circ \text{C}$; R_0 произвольно. Обычные методы дадут в данном случае новое значение концентрации $C_t \approx 110 \text{ кг/м}^3$. В случае упругого деформирования песков получим: $C_t \approx 40,5 \text{ кг/м}^3$; $p_t \approx 5,99 \cdot 10^7 \text{ Па}$ (599 атмосфер); $R_t \approx 0,95 R_0$. Здесь p_t , R_t - новые равновесные значения давления внутри криопэга и его радиуса (соответствуют температуре $t = -7^\circ \text{C}$). В случае упруго-пластического поведения мерзлых песков получим: $C_t \approx 76,0 \text{ кг/м}^3$; $p_t \approx 2,94 \cdot 10^7 \text{ Па}$ (294 атмосфер); $R_t \approx 0,78 R_0$. В обоих случаях концентрации значительно отличаются от величины, полученной обычным

путем. Следует обратить внимание на весьма высокие значения внутреннего давления в криопэге. При их вскрытии скважинами оно должно довольно быстро сбрасываться до значений, близких к гидростатическому на данной глубине. На устье скважин в начальный момент вскрытия может иметь место фонтанирование и при достаточно больших R_f уровень воды должен установиться близким к поверхности массива пород.

В приведенном примере предполагается неограниченная протяженность массива пород во всех направлениях. Это предположение выполняется тем лучше, чем глубже залегает криопэг. При приближении к поверхности массива должна сказываться возможность разгрузки напряжений на этой поверхности: чем ближе к поверхности тем более правильным будет расчет по обычной методике. Учет деформационных свойств мерзлых пород необходимо проводить по крайней мере для тех случаев, когда радиус пластической зоны R_p меньше глубины залегания криопэга. В приведенном примере $R_p \approx 2,85 R_0$. Если принять $R_0 = 5$ м, то этот учет необходимо проводить уже с глубины около 14 м.

Следует отметить, что химический состав криопэгов п-ова Ямал содержит кроме хлоридов, также сульфаты, бикарбонаты, соединения железа и т.д.. Их минерализация может достигать 150 г/л. Методика оценки фазового и водно-ионного состава таких криопэгов приведена в работах [Комаров, Волков, 2007; Комаров, Мироненко, 2010].

Нижняя граница льдистого горизонта в массиве мерзлых пород

Лабораторными экспериментами [Biermans et al. 1978; Konrad, Morgenstern, 1982; Radd., Oertle, 1973], а также теоретическими исследованиями [Горелик., Колунин, 2002] показано, что при заданных температурных условиях промерзания образцов грунта существует минимальное значение внешней нагрузки на шлировой лед, которое приводит к прекращению процесса сегрегационного льдовыделения. Превышение внешней нагрузкой этого минимального значения приводит к плавлению шлирового льда при неизменных температурных условиях. Следует отметить, что данное утверждение справедливо (и проверено) также и для образцов с жестким (недеформируемым) скелетом. Поэтому прекращение роста шлира связано с действием предельной нагрузки именно на него, но не с уплотнением скелета грунта выше определенного значения, как неверно (по мнению автора) представляется в некоторых работах. То, что в сильно уплотненных грунтах шлирообразование практически не происходит (даже когда внешняя нагрузка отсутствует) связано скорее с тем обстоятельством, что образующиеся при этом межчастичные связи в скелете грунта становятся столь значительны по величине, что исключают его разрыв (при заданных температурных условиях), необходимый для образования шлира. В этом смысле действие сил сцепления эквивалентно действию внешней нагрузки.

На основании приведенных здесь кратко результатов исследований автором настоящей работы получено соотношение, связывающее предельную глубину L_p , на которой еще возможно существование шлирового льда в массиве мерзлых пород, с температурой его промерзания t_p (среднегодовая на поверхности массива), а также с величиной геотермического градиента в талой зоне G и давлением от веса перекрывающей толщи [Горелик., Колунин, 2002]. Здесь приведем его в редакции, учитывающей засоленность пород (далее учитывается только основная компонента засоленности – $NaCl$):

$$L = \frac{-\rho_s + \varepsilon \cdot C_w \cdot R_\mu \cdot T_0^2 / \mu \cdot \kappa \cdot \rho_w}{\rho_s \cdot G / \lambda_f + g \cdot T_0 \cdot \rho_s - \rho_w} \cdot \kappa \cdot \rho_w \quad (1)$$

где: λ_w, λ_f – коэффициенты теплопроводности грунта в талом и мерзлом состояниях; ρ_s – плотность мерзлого грунта; g – ускорение свободного падения; μ – молекулярный вес соли (кг/кмоль); $R_\mu = 8317$ Дж/кг кмоль – газовая постоянная; C_w – концентрация соли в поровой влаге на глубине L_p , отнесенная к ее жидкой фазе, кг/м³; $\varepsilon \approx 2$ – безразмерный коэффициент для соли $NaCl$. Учет содержания иных солей в растворе усложняет процедуру расчета и должен быть рассмотрен специально. Помимо прямой оценки величины L_p формула (1) может оказаться полезной для восстановления палеотемпературы t_p по фактическим данным разреза мерзлой толщи (для этого необходимо выразить t_p из (1) и выполнить вычисления по фактическим данным). Эти данные, относящиеся к одному и тому же разрезу, хотя и немногочисленны, но представлены в отдельных работах. Здесь воспользуемся результатами работы [Дубиков и др., 1984], где приведены необходимые данные по скважине КТС-8, расположенной на второй морской террасе мыса Харасавэй (мощность мерзлых пород – около 170 м.; мощность пород имеющих отрицательную температуру – около 250 м.): $L_p \approx 166$

м.; $G \approx 0,04$ град/м.; $C_w \approx 30$ кг/м³; $\rho_s \approx 2000$ кг/м³. Влияние засоленности помимо концентрационного члена в (1) сказывается и в отношении коэффициентов теплопроводности. По сравнению с незасоленными грунтами это отношение больше единицы. Его можно оценить по результатам работ [Теплофизические свойства..., 1984; Лосева и др., 1990]: $\lambda_w/\lambda_f \approx 1,2$. Вычисление дает: $t_p = -11,4^\circ \text{C}$. Эта величина на 0,4 – 1,6 градуса выше значений для морских террас (при современной мощности ММП 275-350 м) и на 3,7 градуса для равнинных участков (при мощности ММП 450 м.) полученных путем решения обратной задачи при моделировании процесса формирования мерзлой толщи в различные эпохи похолодания для северных районов Западной Сибири [Баулин, Чеховский, 1983]. Однако, предлагаемый метод является существенно более простым и может быть рекомендован для предварительных оценок палеотемпературы.

Химический состав пластовых льдов

Выяснение механизма формирования пластовых льдов в ряде работ базируется на сравнении общей

минерализации и химического состава льдов с аналогичными параметрами различных источников воды и поровых растворов вмещающих отложений [Дубиков, 1982; Фотиев, 2003]. Такой анализ базируется на двух предпосылках. Во первых, предполагается, что при образовании льдов “происходит фиксация компонентов исходного водного раствора...” [Дубиков, 1982; с. 33]. Вторая предпосылка явно не формулируется, но предполагается, что химический состав раствора солей во льду **существующих сегодня залежей** весьма близок составу раствора из которого он образовался. Однако, известно [Hoekstra, Osterkamp, 1965; Harrison, 1965; Кингери., Гуднау, 1966; . Jones, 1973], что капли рассола во льду перемещаются под действием наложенного градиента температуры в сторону ее повышения. Этот процесс интересен также с точки зрения динамики опреснения морского льда [Цуриков, 1976]. Скорость этого перемещения v_d пропорциональна наложенному градиенту: $v_d = s G_t$. В этом выражении G_t - градиент температуры, а коэффициент s зависит от состава рассола и температуры в точке расположения капли и принимает значения $5 \cdot 10^{-11}$; $2 \cdot 10^{-10}$; $2 \cdot 10^{-9}$; $\text{м}^2/\text{град сек}$ при температурах -9 ; -4 ; $-0,2^\circ \text{C}$ соответственно (для соли NaCl). С учетом предполагаемого возраста залежей порядка 100 000 лет [Фотиев, 2003] нетрудно получить при минимальных значениях градиента $G_t \approx 0,03 \text{ град/м}$ толщину льда, которая должна быть свободна от примесей рассола в современный период. Для приведенных выше значений температуры получим соответственно $4,7$; 19 и 180 м . Поскольку подавляющее большинство залежей льда приурочено к верхней 50 метровой толще [Дубиков, 2002], то величина действующих градиентов может быть выше приведенного значения, поскольку здесь существенную роль могут играть сезонные и среднесуточные колебания температуры. При этом наибольшее влияние будут оказывать градиенты в наиболее теплые периоды. При благоприятных термических условиях очистка крупных массивов льда может произойти за время, не превышающее десятка тысяч лет.

Если предположить для простоты, что внутри массы льда отсутствуют минеральные примеси (на которых могли бы адсорбироваться капли раствора), то захваченный в момент формирования льда исходный раствор должен быть в большом числе случаев вынесен из этой массы к моменту наблюдений. Он может быть замещен раствором иного состава со стороны контактов ледяной залежи с вмещающими породами. Исключением могут быть соли, которые вследствие изменения температурных условий перешли в твердое состояние (гидрокарбонаты, сульфаты) внутри льда. Хотя авторы работы [Hoekstra, Osterkamp, 1965] зафиксировали движение твердой соли KCl (при температурах ниже эвтектической точки) В.Л. Цуриков [1976] на основе анализа фактических данных по опреснению морских льдов пришел к выводу, что этим движением можно пренебречь. Этим он объясняет повышенное содержание гидрокарбонатов в морском льду, образовавшемся из

опресненной морской воды. Температура замерзания такой опресненной воды выше точки отверждения гидрокарбонатов, входящих в ее состав. Однако, этот автор отмечает, что и при замерзании морской воды обычного состава гидрокарбонаты входят в состав льда фактически. Последнее обстоятельство не учитывается в методике определения состава солей в морском льду при понижении температуры, основанной на экспериментальных исследованиях работ В.В. Рингера и К.Э. Гиттермана: “Рингер и Гиттерман исходили из того, что эвтектическая точка карбоната кальция равна $-1,9^\circ \text{C}$, т. е. очень близка к точке замерзания океанской воды с соленостью 35 г/л . При замерзании такой воды карбонат кальция должен кристаллизироваться вместе со льдом, и, таким образом, карбонатных ионов в рассоле не должно быть. Поэтому оба автора при приготовлении искусственной морской воды не включали карбонатов в число растворяемых солей...” [Цуриков, 1976, с. 14].

Поскольку вмещающие льды отложения формировались в прибрежной части опресненного морского бассейна [Фотиев, 2003], то повышенное содержание во льдах гидрокарбонатов по сравнению с иными солями в свете вышесказанного отнюдь не может свидетельствовать о пресноводном источнике формирования льдов. Таким образом, обе высказанные выше посылки оказываются справедливыми лишь в относительно короткий промежуток времени после образования льдов. С течением времени их солевой состав должен существенно меняться по сравнению с составом исходного раствора. Это изменение должно быть тем выше, чем более соленым является исходный раствор. С учетом адсорбции солей на минеральных примесях этим довольно просто объясняется тот факт, что “...расплав из чистого льда имеет, как правило, гидрокарбонатный кальциевый состав, а химический состав расплава из ледогрунта – хлоридно-натриевый” [Стрелецкая И.Д., Лейбман, 2002, с. 16].

В дополнение к сказанному приведем здесь важные факты, относящиеся к наблюдаемому в экспериментах движению капель рассола во льду. Они могут оказаться полезными при дальнейших исследованиях солевого состава пластовых льдов. Скорость перемещения капель возрастает с увеличением молекулярного веса растворенной соли и не зависит от радиуса капель [[Hoekstra, Osterkamp, 1965]. Эта скорость возрастает на порядки при приближении температуры к 0°C (в точках, где расположена капля), при этом ее размер увеличивается [Harrison, 1965]. Объяснение этих фактов требует учета деформируемости льда как вязкого тела [Горелик., Колунин, 2002]. Скорость твердых частиц во льду обратно пропорциональна их радиусу [Römkens, Miller, 1973; Горелик., Колунин, 2002] и для песчаных частиц на несколько порядков ниже скорости жидких капель раствора при одинаковых градиентах температуры. На скорость движения включений определенное влияние, по всей вероятности, оказывает внешнее давление на лед. Авторы работы [Radd, Oertle, 1973] отмечают, что движение глинистых частиц во льду к его теплоту

торцу становилось визуально заметным после приложения нагрузки к образцу.

Механизмы формирования пластовых льдов

Вопрос о механизмах формирования пластовых льдов является дискуссионным вплоть до настоящего момента. Эти механизмы разделяют на две группы: по конституционному (внутригрунтовому) механизму и по первично наземному происхождению и последующему захоронению. Всюду ниже обсуждаются только внутригрунтовые механизмы формирования пластовых льдов. Среди них в настоящее время считается наиболее обоснованным сегрегационно – инъекционный. Под сегрегационно-инъекционным механизмом по Г.И. Дубикову [2002] фактически понимается раздельное участие сегрегационного и инъекционного механизмов либо на разных стадиях промерзания первоначально талого массива пород, либо на пространственно разделенных его частях в пределах одной залежи. Однако условия реализации как сегрегационного, так и инъекционного механизмов имеют довольно жесткие физические ограничения, которые должны быть рассмотрены применительно к реальным условиям промерзания. По смыслу сегрегационного и инъекционного механизмов подразумевается, что при формировании пласта льда (при промерзании сверху) перекрывающая его толща должна непрерывно перемещаться вверх. В таком процессе давление снизу на подошву растущего пласта должно равняться сумме σ напряжений от веса перекрывающих пород (включая сам пласт) и напряжений изгиба мерзлой толщи, возникающих вследствие ее неравномерных деформаций. Развиваемое давление снизу на подошве пласта по своей природе существенно различно для обоих механизмов. При сегрегационном механизме многометровые толщи пластовых льдов могут быть образованы только в условиях, близких к стационарным. Это возможно лишь в открытой системе при возможности подтока влаги к фронту льдовыделения из внешнего источника питания, причем в двух вариантах: без проникновения льда в поры подстилающего пласт талого грунта, либо с его проникновением (во втором случае рост пласта происходит при наличии ниже него двухфазной промерзающей зоны [Ершов, 1979; Рогов, 2009]). При росте льда без образования двухфазной зоны температура на фронте льдовыделения t_i должна быть выше температуры проникновения льда в капилляры подстилающей пористой среды t_f (эта величина может быть определена экспериментально как температура окончания оттаивания грунта) и, кроме того, поток жидкости должен быть положительным. Из этих двух условий следует, что для устойчивого роста льда необходимо выполнение следующего неравенства:

$$\sigma - P_0 < 2 \cdot \sigma_{iw} / R \quad (2)$$

где P_0 - гидростатическое давление в питающем водоеме, $\sigma_{iw} = 3,3 \cdot 10^{-2} \text{ Дж/м}^2$ - коэффициент поверхностного натяжения лед-вода, K - характерный радиус капилляров подстилающего растущий лед грунта.

По многочисленным наблюдениям в пределах Ямала и Аляски более 2/3 всех залежей пластовых льдов подстилается песками. Это означает, что для $R \approx 10^{-5} \text{ м}$ и более правая часть соотношения (2) численно не превышает значения $7 \cdot 10^3 \text{ Па}$, в то время как при мощности перекрывающих пород не менее одного метра и при условии, что уровень воды во внешнем резервуаре расположен не выше поверхности грунта, значение левой части не может быть меньше чем 10^4 Па . То есть, образование пластовых льдов непосредственно на контакте с подстилающими песками оказывается невозможным даже в приповерхностных слоях грунта. В отсутствии двухфазной зоны остается возможность роста пласта льда **внутри глин** таким образом, что его подошва отделена от песков тонким глинистым пропластком (например, толщиной в несколько миллиметров, так что в кернах скважин и обнажениях его трудно обнаружить). Однако, эта возможность фактически не может быть реализована. Во первых, температура оттаивания водонасыщенных глин весьма близка к нулю [Гречищев, 1980]. Во вторых, изменение температуры t_i существенно зависит от сезонных и климатических колебаний температуры поверхности массива и уровня воды в питающем резервуаре [Горелик, Колунин, 2002]. Такие колебания, действующие в течение многолетнего цикла промерзания, с высокой вероятностью могут вызвать понижение температуры t_i ниже значения t_f с необратимым касанием песков фронтом льдовыделения (и их перемерзанием, что влечет прекращение миграционного питания и роста пласта льда). В третьих, трудно представить протяженный на десятки метров по горизонтали глинистый пропласток толщиной в несколько миллиметров, не имеющий нарушений в виде микротрещин, смятий и т. д., через которые лед может проникнуть в нижележащие пески. На основании соображений, аналогичных приведенным выше, Дж. Маккей еще в 1979 году пришел к выводу о невозможности образования пластовых льдов по сегрегационному механизму [MacKay, 1979]. Этот вывод не может быть изменен путем рассмотрения роста льда при наличии двухфазной зоны ниже фронта льдовыделения, поскольку прямые вычисления ее протяженности для натуральных условий промерзания (мощность перекрывающей толщи – не менее 2 м, среднегодовая температура поверхности массива – не выше минус 5^0 C) показывают, что эта величина не может быть меньше одного метра (т.е., в залежах пласт льда должен был бы практически всегда отделяться от подстилающих песков довольно мощным глинистым пропластком). Таким образом, формирование пластовых льдов по сегрегационному механизму в подавляющем числе наблюдаемых случаев представляется весьма маловероятным.

С другой стороны, В. В. Баулин с соавторами пришли к выводу, что на полуостровах Ямал и Гыдан "...подавляющее большинство крупных ледяных образований в морских и гляциально – морских отложениях имеет четко выраженные признаки инъекционного происхождения" [Баулин и др., 1967, с.140]. Лабораторное моделирование льдонакопления

при инъекционном механизме питания [Горелик, 2009] показывает, что очень многие особенности структуры и строения пластовых льдов могут быть объяснены на основе инъекционного механизма их формирования.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 13.

Литература

- Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно – Сибирской низменности. М., Наука, 1967, 214 с.
- Баулин В.В., Чеховский А.Л. Палеогеографические реконструкции плейстоцена на основе исследования мощности и строения многолетнемерзлых толщ // Проблемы геокриологии, М., Наука, 1983, с. 177-184.
- Горелик Я.Б. Моделирование льдонакопления в промерзающих грунтах при инъекционном поступлении влаги // Криосфера Земли, т. XIII, № 3, 2009, с.45 – 53
- Горелик Я.Б., Колунин В.С. Физика и моделирование криогенных процессов в литосфере, Новосибирск, ГЕО, 2002, 318 с.
- Гречищев С.Е., Чистотин Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М., Недра, 1980, 383 с.
- Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны, Якутск, СО АН СССР, 1982, с. 24-42
- Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири, М., ГЕОС, 2002, 246 с.
- Дубиков Г.И., Бадю Ю.Б., Иванова Н.В. Состав и строение криогенной толщи на Западном Ямале // Лабораторные и полевые исследования мерзлых грунтов и льдов, М., ПНИИС, 1984, с. 27-35.
- Ершов Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах, М., МГУ, 1979, 214 с.
- Кингери У.Д., Гуднау У.Х. Миграция рассола в соленом льду // Лед и снег, М., Мир, 1966, 214-225.
- Комаров И.А., Волков Н.Г. Методика прогноза температурного режима и водно-ионного состава засоленных пород и криопэгов // Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах . Эпоха, 2007, с.148-186
- Комаров И.А., Мироненко М.В. Моделирование водно-ионного состава засоленных мерзлых пород и криопэгов при изменении термобарических условий.// Труды Международной конференции «Актуальные направления развития прикладной математики в энергетике и информационно-коммуникационных технологиях» М.:Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2010, с. 23-29
- Лосева С.Г., Харина М.Г., Кулешова В.Ю. Влияние засоленности на водно-физические и теплофизические свойства грунтов // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений, М., Наука, 1990, с.24-33.
- Рогов В.В. Основы криогенеза, Новосибирск, ГЕО, 2009, 204 с.
- Соколовский В.В. Теория пластичности, М., Высшая школа, 1969, 608 с.
- Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений центрального Ямала // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 15-24.
- Теплофизические свойства горных пород // под ред. Э.Д. Ершова, М., МГУ, 1984, 204 с.
- Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, т. I, № 2, 1997, с.29 – 35.
- Фотиев С.М. Гидрохимический метод оценки палеотемпературы пород на арктическом побережье // Криосфера Земли, т. III, № 2, 1999, с.40 – 65.
- Фотиев С.М. Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // Криосфера Земли, т. VII, № 1, 2003, с.63 – 75.
- Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морском льду, М, Наука, 1976, 210 с.
- Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов, М., Высшая школа, 1973, 447 с.
- Biermans M.B.G.M., Dijkema K.M., de Vries D.A. Water movement in porous media towards an ice front // J. Hydrology. 1978, 37, 137-148.
- Harrison J.D. Measurement of brine droplet migration in ice // Journal Applied Physics, 1965, 36, 12, 3811-3815.
- Hoekstra P., Osterkamp T.E., Weeks W.F. The migration of liquid inclusions in single ice crystals // Journal Geophysics Researchs, 1965, 70, 20, p. 5035-5041.
- Jones D.R.H. The temperature-gradient migration of liquid droplets through ice// Journal Crystall Growth, 1973, 20, p. 145-151.
- Konrad J.-M., Morgenstern N.R. Effects of applied pressure on freezing soils // Can. Geotech. J. 1982, 19, 4, 494-505.
- Mackay J.R. Pulsating pingos, Tuktoyaktuk Peninsula, N.W.T. // Canadian Journal Earth Science, 1979, V. 14, № 2, p. 209 – 222.
- Radd F.J., Oertle D.H. Experimental pressure studies of frost heave mechanisms and the growth-fusion behavior of ice // Permafrost Proceedings 2nd International Conference at Yakutsk, USSR, July 13-28 1973. Washington, D.C., National Academy of Sciences, 1973, p. 377-384.
- Römkens M.J.M., Miller R.D. Migration of mineral particles in ice with a temperature gradient // J. Colloid Interface Sci. 1973, 42, 1, 103-111.



Изменение инженерно-геокриологических параметров замороженных фундаментов в западном секторе криолитозоны России к 2050 г.

В.И. Гребенец, А.В. Кислов, Д.Г. Шмелёв

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра криолитологии и гляциологии, Москва, Россия

Реферат

Осуществлено количественное моделирование изменения геокриологических и геотехнических параметров для ресурсно богатых регионов криолитозоны: Большеземельской тундры, севера Западной Сибири и низовьев Енисея при климатических изменениях, оцененных по ансамблю результатов расчетов одиннадцати моделей. Установлено, что при расчетном нелинейном тренде к потеплению климата в этих регионах произойдет ухудшение мерзлотно-экологической обстановки и геотехнической ситуации – существенно снизится несущая способность замороженных фундаментов, увеличится негативное воздействие касательных сил морозного пучения и криогенное выветривание подземных конструкций. При хозяйственном освоении, связанном с уничтожением защитной роли растительно-почвенных покровов, несущая способность существующих замороженных фундаментов может снизиться к середине XXI века в 2 – 3 раза, а на более южных территориях произойдет отказ оснований, используемых по принципу сохранения вечной мерзлоты.

Ключевые Слова: Климат; криолитозона; морозное пучение; несущая способность; прогноз; фундаменты

Введение

Одним из самых уязвимых компонентов природы Севера является состояние мерзлоты, так как стабильность геозекологической, геотехнической и геокриологической ситуации определяется в основном температурным режимом вечномерзлых грунтов (ВМГ). При повышении температуры поверхности (под влиянием глобальных климатических изменений или при воздействии локальных техногенных воздействий) на хозяйственно освоенных территориях, где при строительстве уничтожаются естественные защитные мохово-торфяные покровы, зачастую происходит отепление мерзлых толщ, сопровождаемое вытаиванием подземных льдов, снижением несущей способности замороженных фундаментов, активизацией склоновых процессов, изменением ландшафтов, увеличением глубин сезонного оттаивания (т.е. зон активного развития морозного пучения и криогенного выветривания подземных конструкций). Динамика вечной мерзлоты на урбанизированной территории (ее состояние, температура, несущая способность, сезонное оттаивание грунтов, активность криогенных процессов) определяется рядом факторов, которые можно объединить в три основных блока: 1) *геокриологический* (характеристики и свойства мерзлоты в естественном состоянии); 2) *геотехнический* (строительно-эксплуатационные характеристики, тип техногенного воздействия, интенсивность и площадь его контакта с мерзлотой); 3) *временной* (длительность воздействия, климатические изменения). Факторы зачастую воздействуют разнонаправленно, разномасштабно и несинхронно, что приводит к мозаичности изменений в вечномерзлых грунтах.

Стабильность инженерно-геокриологических условий, геозекологической обстановки и

геотехнической среды во-многом связана с климатическими трендами. При тенденциях к потеплению климата происходит повышение температуры ВМГ и, следовательно, уменьшение несущей способности замороженных фундаментов, увеличение глубин сезонного оттаивания и, таким образом, нарастание зоны, в пределах которых на опоры сооружения негативно воздействуют касательные силы морозного пучения при промерзании деятельного слоя. Существующее (достаточно неблагоприятное) положение с надежностью зданий и сооружений в криолитозоне может существенно ухудшиться при сохранении в ближайшие десятилетия тенденций к потеплению климата в северных регионах России, поэтому прогноз изменения важнейших инженерно-геокриологических параметров – несущей способности замороженных фундаментов и воздействующих на опоры при промерзании деятельного слоя касательных сил морозного пучения – является важной и актуальной проблемой, поставленной целью настоящей работы.

Методы

Было выполнено моделирование изменения инженерно-мерзлотных условий Большеземельской тундры, севера Западной Сибири и низовий Енисея, т.е. регионов криолитозоны с максимальным ресурсным потенциалом и с большой степенью освоенности. Прогнозировалось изменение геотехнической и инженерно-геокриологической ситуации к 2030 г. и к 2050 г. Выходными данными моделирования стали: глубина сезонно-талого слоя (для территорий, где мерзлота при потеплении климата протает, - сезонного промерзания), температура по глубине заложения фундаментов, значение несущей способности замороженной сваи и

величина касательных сил морозного выпучивания опор.

Исследуемые территории разбиты на полигоны размерами $2 \times 2^\circ$, в пределах которых выделялись зональные ландшафты. Все расчетные значения считались для центров этих полигонов. Большеземельская тундра была разбита на 16 выделов: $54-60^\circ$ в.д.; $66-68^\circ$ с.ш. - типичная тундра; $64-66^\circ$ с.ш. - южная тундра, лесотундра, северная тайга). На севере Западной Сибири: 45 полигонов, $62-74^\circ$ с.ш., $62-80^\circ$ в.д. Низовья Енисея – 25 полигонов в координатах $80-90^\circ$ в.д.; $62-74^\circ$ с.ш.: северная тайга, лесотундра, южная тундра, типичная тундра.

Для всех территорий исследовались три типа грунтов – суглинки, песок, торф, перекрывающий минеральный грунт (песок или супесчаносуглинистые грунты, в зависимости от региональных особенностей). Из анализа исключены Полярный Урал и западные отроги плато Путорана, т.к. в этих горных регионах мерзлотные условия играют весьма подчиненную роль при устройстве фундаментов, опирающихся на скальные породы.

Оценка изменения климатических ресурсов к середине XXI века (2046-2065 гг.) выполнена по ансамблю результатов расчетов одиннадцати МОЦАиО (климатические модели взаимодействия атмосферы, океана и суши): CCSM3 (США), CGCM3.1 (Канада), CNRM-CM3 (Франция), CSIRO-Mk3.0 (Австралия), ECHAM5/MPI-OM (Германия), GFDL-CM2.0 (США), GFDL-CM2.1 (США), MIROC3.2 (Япония), MRI-CGCM2.3.2A (Япония), PCM (США), INM (Россия) для сценария выбросов примесей в атмосферу A2, отражающего наименее благоприятное с экологической точки зрения антропогенное воздействие человека на окружающую среду [Кислов и др., 2008; Стратегический прогноз..., 2005]. В качестве «базового» периода для оценки изменений в соответствии с рекомендациями Всемирной метеорологической организации приняты 1961-1990 гг.

Входные геокриологические условия представляли собой определенные для каждого выдела и каждого типа мерзлых грунтов (помимо отмеченных выше физических характеристик) значения глубин деятельного слоя и температуры на уровне нулевых годовых амплитуд на 2000 г. Для центров полигонов решением одномерных нестационарных задач теплопроводности (с учётом условия Стефана) рассчитывалось изменение температуры по глубине инженерного освоения, а также мощность деятельного слоя, что позволяло по методике, предлагаемой СНиП 2.02.04-88 [СНиП, 1990], количественно оценивать изменение несущей способности и касательных сил морозного пучения к 2030 г. и к 2050 г. при реализации расчетной модели потепления климата.

В качестве объектов для каждого из полигонов рассчитывалась несущая способность в замороженной железобетонной сваи с квадратным сечением 30×30 см и глубиной погружения 10 м от поверхности, устроенной по буроопускной технологии; подобный тип свай широко распространен в поселениях криолитозоны, например, в городах Норильского

промрайона на подобных фундаментах (их количество составляет десятки тысяч) возведено более половины всех зданий и сооружений. Для оценки негативного воздействия касательных сил морозного пучения, воздействующих на опоры сооружений, были выбраны металлические опоры-трубы диаметром 219 мм и глубиной погружения 8 м, широко применяемые при надземной прокладке магистральных газопроводов на севере Западной Сибири.

Результаты

Оценочный расчет изменения температурного режима грунтов и несущей способности грунтов, осуществленный в работе [Вялов и др, 1993] для двух вариантов потепления климата (тренд $0,033^\circ\text{C}/\text{год}$ и $0,066^\circ\text{C}/\text{год}$), показал, что к середине XXI века температура вечномерзлых грунтов на севере Западной Сибири может увеличиться на $0,1-3,3^\circ\text{C}$ в зависимости от геолого-географических условий, в южных районах произойдет возникновение таликов.

Проблема изменения мерзлотных условий при различных климатических сценариях остаётся в центре геокриологических исследований в течение последних 15 – 20 лет. В работах (Khrustalev & Shumilishskii, 1997; Хрусталева и Давыдова, 2007) было показано, что изменение температуры воздуха и условий снегонакопления значительно влияют на несущую способность оснований зданий и сооружений. Полагают [Ершов, 1997; Павлов и Гравис, 2000], что при повышении температуры воздуха на $1-5^\circ\text{C}$ к 2050 г. произойдет оттаивание грунтов на $1-2^\circ\text{C}$, произойдет увеличение глубины сезонно-талого слоя на 10-40%; возмозно протаивание островной мерзлоты в южных регионах криолитозоны.

Отмечено, что потепление климата уже привело к увеличению температуры ММП: по оценке (Romanovsky et al., 2010) температура вечной мерзлоты на глубине нулевых годовых колебаний увеличилась на $0,5 - 2,0^\circ\text{C}$ за последние 20-30 лет в целом по криолитозоне России; диапазон изменений температуры грунтов для севера России составляет от $0,004$ до $0,05^\circ\text{C}/\text{год}$ (Павлов и Малкова, 2009).

Реакция вечномерзлых пород на потепление климата может быть и не столь однозначной. Возможны варианты, когда при увеличении температуры воздуха и количества летних осадков будет происходить усиление защитной роли растительного покрова, что может привести к сохранению и даже укреплению мерзлотных условий. Протаиванию вечной мерзлоты может препятствовать и высокольдистый переходный слой, который залегает под подошвой сезонно-талого слоя [Конищев, 2009] и требует больших энергетических затрат на фазовые переходы. Однако, приведенные ниже результаты прогнозов относятся к урбанизированной среде или к зонам прокладки линейных объектов, т.е. к таким территориям, где при строительстве фактически уничтожается протекторный растительно-почвенный покров.

Тренды к потеплению климата вызывают развитие деградационных тенденций в ВМГ: а) несущая

способность вмороженных фундаментов уменьшается (снижаются при повышении температуры ВМГ силы смерзания, т.е. сопротивление сдвигу R_{af} ; уменьшается площадь смерзания - A_{af} - при увеличении глубины сезонного оттаивания); б) происходит увеличение глубины сезонно-талого слоя (СТС) - d_{th} , т.е. более обширной становится зона воздействия касательных сил морозного пучения, которые проявляются в период его промерзания (вторая половина осени - начало зимы).

Увеличение осадков, прежде всего, снегонакопления, обуславливает более медленное промерзание СТС и, таким образом, увеличение льдовыделения в грунтах СТС: влага успевает

мигрировать к фронту промерзания, в тонкодисперсных разностях образуются шлировые криогенные текстуры, что также способствует усилению касательных сил морозного пучения.

Изменение основных инженерно-геокриологических параметров при потеплении климата в западном секторе криолитозоны России во многом связано с криолито-геологическими особенностями территорий.

Результаты расчетов изменения инженерно-геокриологических параметров приведены в картографическом отображении на рис. 1 – 6.

Большеземельская тундра. Изменения несущей способности в 2000-2050 гг.

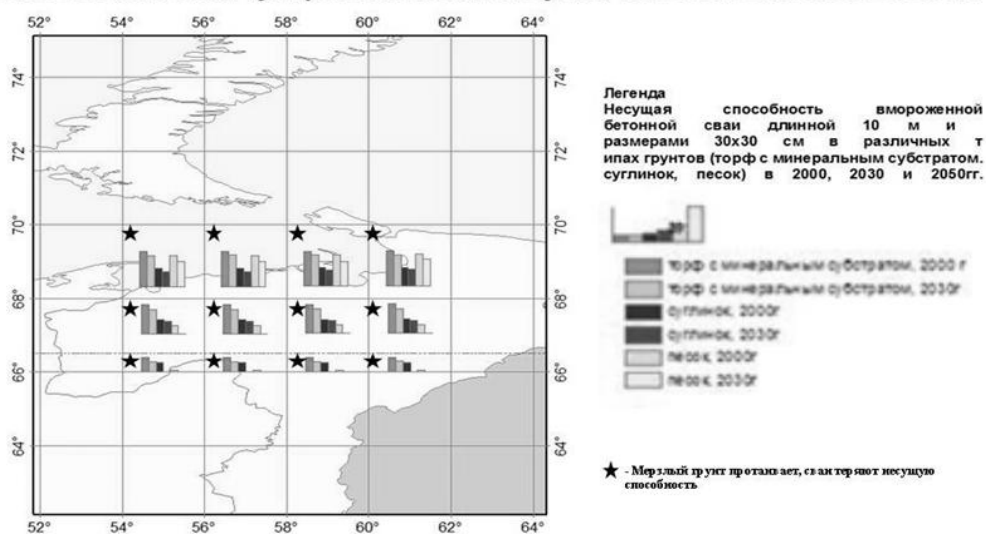


Рис. 1. Изменение несущей способности одиночной типовой вмороженной сваи при сохранении трендов к потеплению (2000 – 2050 г.г.) климата на Европейском Севере России

Большеземельская тундра. Изменение касательных сил морозного пучения в 2000-2050 гг.

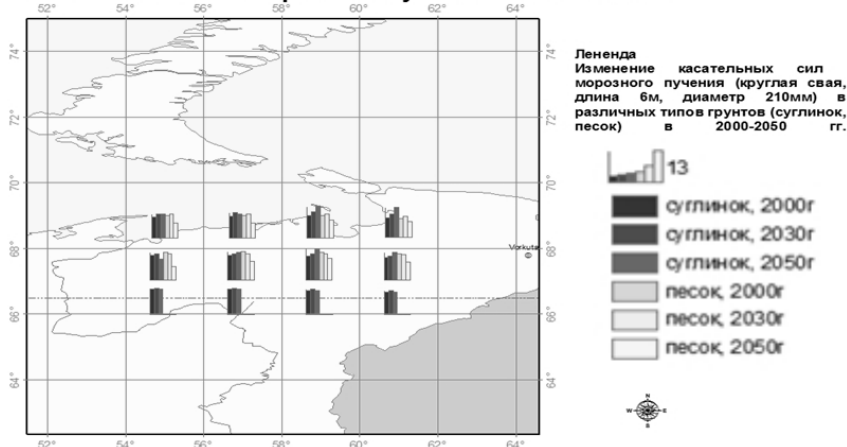


Рис.2. Увеличение сил касательного морозного пучения, воздействующего на стандартные металлические опоры надземных объектов, при сохранении трендов к потеплению климата (2000 – 2050 гг.) на Европейском Севере России

Как видно из рис. 1 и 2, на Европейском Северо-Востоке произойдет достаточно заметное уменьшение несущей способности вмороженных свайных фундаментов – от 5 – 8 % до 20 – 25 %, а в наиболее южной части мерзлые грунты в зоне инженерного освоения – верхние 10 м – протают, произойдет «отказ» оснований.

В то же время, силы морозного пучения могут возрасти на 30 – 100 %. Всё это будет способствовать развитию деформаций существующих зданий и сооружений, а также усложнит условия устройства и эксплуатации вновь устраиваемых фундаментов через

20 – 25 лет (необходимость более широкого применения дорогостоящих предпостроечных мелиораций, устройство на большую глубину противодиффузионных систем при проходке скважин в пределах увеличившегося слоя сезонного оттаивания, увеличение мощности слоя подсыпки под авто- и железные дороги, применение более дорогих теплоизолирующих материалов в основании подсыпок, устройство на большую глубину специальной защиты против «морозной деструкции» материала подземных конструкций в пределах сезонно-талого слоя и др.).

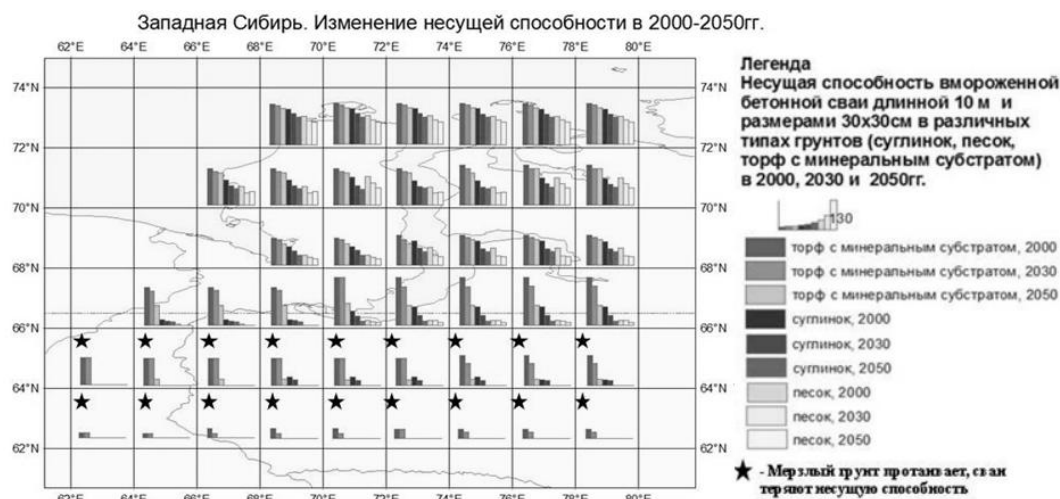


Рис. 3. Изменений несущей способности одиночной типовой замороженной сваи при сохранении трендов к потеплению (2000 – 2050 г.г.) климата на севере Западной Сибири

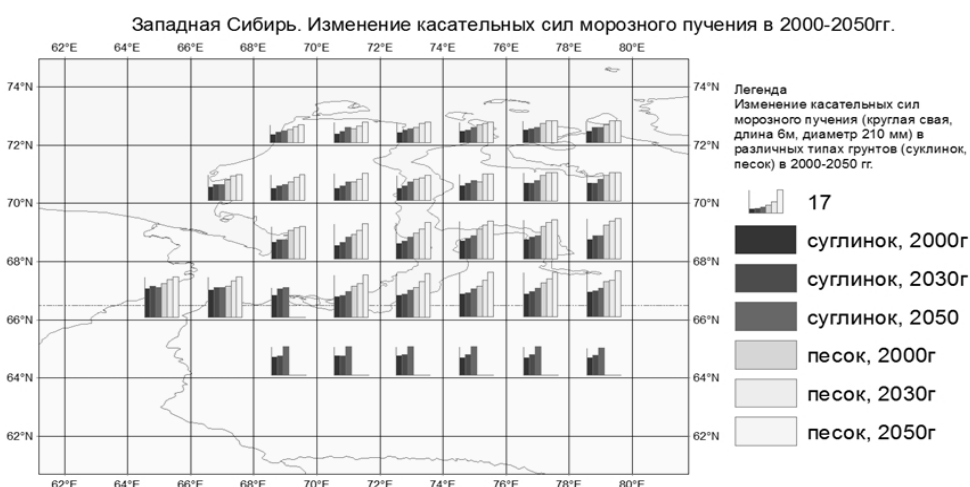


Рис. 4. Увеличение сил касательного морозного пучения, воздействующего на стандартные металлические опоры надземных объектов, при сохранении трендов к потеплению климата (2000 – 2050 гг.) на севере Западной Сибири

Из рис. 3 – 4 отчетливо видно, что для севера Западной Сибири возможно значительное (а в наиболее освоенных районах добычи газа – Тазовском, Новоуренгойском и Надымском и нефти на Ванкоре – катастрофическое) ухудшение инженерно-геокриологической ситуации: многократное снижение несущей способности замороженных фундаментов и заметное увеличение негативного воздействия на малонагруженные опоры морозного пучения. В более северных регионах,

например, на территории перспективного к разработке Бованенковского газоконденсатного месторождения и других, расположенных на севере Ямала, прогнозируемая на ближайшие 20 – 40 лет геотехническая обстановка ухудшится меньше. Однако, рост глубин сезонного оттаивания в этих регионах может спровоцировать резкую активизацию термокарста и криогенных оползней, что, несомненно, усилит разрушение дорог, трубопроводов и др.



Рис. 5. Изменений несущей способности одиночной типовой замороженной сваи при сохранении трендов к потеплению (2000 – 2050 г.г.) климата на Енисейском Севере

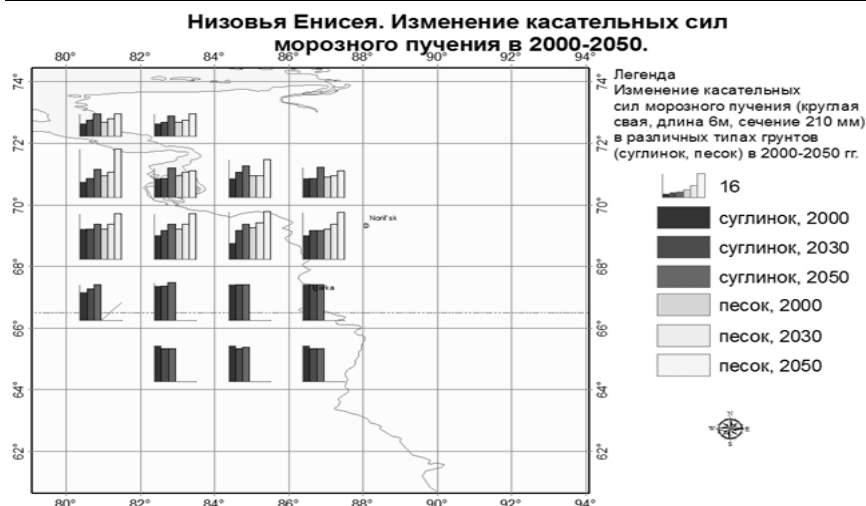


Рис. 6. Увеличение сил касательного морозного пучения, воздействующего на стандартные металлические опоры надземных объектов, при сохранении трендов к потеплению климата (2000 – 2050 гг.) на Енисейском Севере

Из рис. 5 – 6 видно, что расчеты изменения инженерно-геокриологических параметров к 2030 г. 2050 г. (при реализации модели к потеплению климата) показывают существенное (а в южной криолитозоне и кардинальное) ухудшение геотехнической надежности оснований на Приенисейском Севере. Следует отметить, что южнее 68°с.ш. мерзлота к 2030 г. сохранится только в оторфованных с поверхности грунтах, а к 2050 г. – практически исчезнет в зоне инженерного освоения (верхние 10 м), поэтому расчет геотехнических параметров для этих периодов не выполнялся; однако, большая глубина сезонного промерзания вызовет резкое увеличение касательных сил пучения. Расчеты показывают, несущая способность в самых северных районах к 2030 г. может снизиться на 5-15%, к 2050 г. – до 30%, но, например, в Норильском регионе к 2050 г. в оторфованных грунтах она снизится на 30-40%, а в песках и суглинках в 2-3 раза. Касательные силы, действующие на опоры, на севере к 2050 г. могут возрасти на 20-30% (максимум в пылеватых песках), а в самых южных регионах – в 1,5-2 раза.



Рис. 7. Деформации жилого дома в 1-м микрорайоне г. Игарка (июль 2010 г.) при снижении несущей способности вмороженных свай

Следует отметить, что в последние десятилетия в связи с ухудшением инженерно-геокриологической обстановки отмечено [Кроник, 2001; Grebenets, 2003; Гребенец, 2007] развитие существенных деформаций объектов во многих промышленных регионах и населенных пунктах Крайнего Севера. Особенно значительный рост деформированности сооружений связан с определенным «теплым» периодом последних

20 лет, а также с с негативными техногенными влияниями, рис. 7, 8.



Рис. 8. Жилой дом по ул. Лауреатов в г. Норильске. Неравномерные осадки вмороженных свай при оттаивании и частичном протаивании вмещающих вечномерзлых грунтов, август 2009 г.

Наблюдения за устойчивостью геотехнических систем в различных районах распространения вечномерзлых грунтов показали, что уже в настоящее время более половины площадей промышленной и городской постройки имеют нарушения геокриологических и геоэкологических условий.

Обсуждение и выводы

При реализации климатических сценариев потепления климата в западном секторе криолитозоны России к середине XXI века произойдет нарастание рисков и ущербов, вызванных «отказами» вечномерзлых оснований, это может стать серьезной социально-экономической проблемой, снизить эффективность топливно-энергетического, металлургического, лесоперерабатывающего комплексов, привести к разрушению транспортных систем, в т.ч. магистральных трубопроводов на севере Западной Сибири. Характерно, что это происходит на фоне заметного снижения требований к качеству мониторинга инженерно-геокриологической ситуации и к техническому надзору зданий и сооружений.

Деформации вызваны комплексом причин: во-первых, относительно «объективными» - глобальные

или региональные климатические изменения, непрогнозируемое развитие опасных инженерно-криогенных процессов под воздействием техногенеза или отепления мерзлоты; во-вторых, «субъективными» - различные ошибки и нарушения при выполнении изысканий, проектировании, строительстве и эксплуатации сооружений; ухудшение социально-экономического положения в северных регионах и др. Несомненно, что при потеплении климата в исследуемых регионах криолитозоны аварийность объектов будет увеличиваться. Нарастают *риски и ущербы*, обусловленные развитием деформаций объектов, *связанные с неравномерными осадками грунтов при их оттаивании или отеплении* (соответственно – снижении несущей способности вмороженных фундаментов); *с пучением грунтов или выпучиванием фундаментов; с криогенной деструкцией материала подземных конструкций.*

Заметное потепление зим за последние 20 – 30 лет в западном секторе криолитозоны России снижает эффективность работы различных сезонно-охлаждающих устройств, применяемых для сохранения вечномерзлого состояния оснований (холодных проветриваемых подполий и каналов, жидкостных и парожидкостных термоустановок). При реализации прогноза климатического потепления климата негативный эффект возможного снижения несущей способности вмороженных свайных фундаментов и увеличения воздействия касательных сил морозного пучения на опоры трубопроводов не может быть нейтрализован существующими (уже устроенными в основаниях объектов) инженерно-техническими способами.

Массовые деформации зданий и сооружений на Крайнем Севере могут явиться причиной замедленного развития региона и его опустынивания.

Необходимо выработать стратегию рационального хозяйствования в криолитозоне, опирающуюся на оценку трансформации геокриологических условий при возможных климатических изменениях.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке программ: «Поддержка ведущих научных школ России, НШ – 3271.2010.5»; CALM (OPP-0352958).

Литература

- Вялов С.С., Фотиева С.М., А.С. Герасимов, А.И. Золотарев. 1993. Обеспечение несущей способности вечномерзлых грунтов в условиях потепления климата // Основания, фундаменты и механика грунтов. 1993 г. №6. С. 2-7. (на русском языке)
- Гребенец В.И. 2007. Деформации объектов в криолитозоне при непрогнозируемых изменениях сложных инженерно-геокриологических условий оснований// В журн. Инженерная геология, 2007, сентябрь, с.17-20. (на русском языке)
- Ершов Э.Д., 1997. Деградация мерзлоты при возможном глобальном потеплении климата // СОЖ, № 2, 1997 г. с. 70-74. (на русском языке)
- Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М., Соколихина Н.Н., Суркова Г.В., Торопов П.А., Чернышев А.В., Чумаченко А.Н., 2008. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: Макс-Пресс, 2008. – 292 с. (на русском языке)
- Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010-2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России, 2005. М.: Росгидромет, 2005, 28 с. (на русском языке)
- Строительные Нормы и Правила. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах, 1990. СНиП 2.02.04-88, ЦИТП Госстроя СССР, М.: 1990, 71 с. (на русском языке)
- Кроник Я.А., 2001. Аварийность и безопасность природно-техногенных систем в криолитозоне// Мат-лы Второй конф. геокриологов России, т.4. Инженерная геокриология, М.: Изд-во МГУ, 2001, с. 138-147. (на русском языке)
- Конищев В.Н., 2009. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата/Вестник Моск. Ун-та, сер. 5. География, 2009, №4, с.10-19. (на русском языке)
- Павлов А.В., Г.Ф.Гравис, 2000. Вечная мерзлота и современный климат // Природа, №4, 2000, с.12-21. (на русском языке)
- Павлов А.В., Малкова Г.В., 2009 Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России. // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, №4, с. 32-39. (на русском языке)
- Хрусталева Л.Н., Давыдова И.В., 2007. Прогноз потепления климата и его учет при оценке надежности оснований зданий на вечномерзлых грунтах. // Криосфера Земли, 2007, т. XI, №2, с. 68-75. (на русском языке)
- Grebenets V.I., 2003. Geocriological-geoecological problems occurring in urbanized territories in Northern Russia and methods for improvement and restoration of foundations./Proc. Of the eighth international conference on permafrost/Edited by Philips M., Springman S., Arenson L. Zurich, 2003. P.P. 3003-3009.
- Khrustalev, L.N. and Shumilishskii, M.V. 1997. Consideration of temperature variation in determining the bearing capacity of permafrost beds. Osnovaniya, Fundamenti I Mekhanika Gruntov 34(5): 24-26.
- Romanovsky VE, Smith SL, Christiansen HH. 2010. Permafrost Thermal State in the Polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007–2009: a Synthesis. Permafrost and Periglacial Processes 21: 106-116

Исследования экзогенных геологических и геокриологических процессов на автодороге Южно-Русское – Береговое

А.А. Губарьков

Тюменский государственный нефтегазовый университет ТГНГУ, Тюмень, Россия

М.В. Андреева, Е.М. Еланцев, А.В. Хомутов

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

Проведен мониторинг экзогенных геологических процессов на автодороге Южно-Русское – Береговое (Пур-Тазовское междуречье) длиной 68 км. Обследованы противозерозионные и водопропускные конструкции, предназначенные для водоотведения, противопаводковых и противозерозионных мероприятий. Выполнено обследование дополнительно построенных конструкций по устранению подтопления, эрозии и термоэрозии обочин и прилегающей территории вдоль автодороги. Представлены выводы по эффективности построенных в 2009 г. конструкций. Получены материалы наблюдений за солифлюкцией, термокарстовыми просадками, термоденудацией.

Ключевые Слова: Противозерозионные мероприятия; экзогенные геологические процессы.

Введение

Автодорога Южно-Русское – Береговое расположена в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП). Изыскания, проектирование и строительство автомобильных дорог на многолетнемерзлых грунтах (ММГ) предусматривает учет геокриологических условий. В связи с неблагоприятным воздействием экзогенных геологических процессов (ЭГП), возникают наиболее сложные условия строительства и эксплуатации дорог. Строительство на ММГ относится к наиболее сложным (III и IV) категориям (Пособие..., 1985; ВСН-195-83, ВСН 26-90). Запрещается проектировать выемки и полувыемки на неустойчивых косогах сложных грунтах III и IV категорий по термопросадочности во избежание образования оплывин, оползней, солифлюкционных процессов и термокарстовых явлений. При проектировании мостов и труб рекомендуется разрабатывать и устанавливать водоотводные устройства, обеспечивающие устранение подпора скапливающейся атмосферной воды с верховой стороны сооружения, особенно в местах расположения труб на льдонасыщенных грунтах в руслах водотоков (Пособие..., 1985).

Изученность

Основные сведения о геокриологических условиях и распространении ЭГП района исследований, включая криогенные процессы, приводятся в монографиях (Геокриология..., 1989; Баулин, 1985). Автодорога Южно-Русское - Береговое проложена в Пур-Тазовской геокриологической области (Груздов и др., 1989). Обследованный участок газопровода расположен в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, температура которых составляет $-4...-2^{\circ}\text{C}$. По степени увлажнения или дренированности, которые во многом определяют типы ЭГП, вся территория исследований автодороги делится на западную и восточную части. Восточная часть обследованной территории автодороги более увлажнена, заболочена, подвержена затоплению в весеннее время и подтоплению в межень летом и

осенью. Также в восточной части расположено большое количество озер термокарстового происхождения. Западный участок в большей степени расчленен овражно-балочной сетью, малыми и средними реками и в меньшей степени, чем восточный, подвержен заболачиванию и термокарсту.

Для смежных с исследуемой территорией геокриологических областей имеются многолетние исследования, свидетельствующие о влиянии ЭГП при освоении месторождений. При техногенных нарушениях природной среды в зоне распространения ММП изменению подвергаются как геотехнические системы, так и прилегающие к ним естественные природные комплексы (Дроздов, 2004; Москаленко, 2006 и др.). Установлено, что основными ЭГП при освоении на равнинных, слабодренированных территориях являются термокарст и пучение, то есть криогенные процессы, а также заболачивание (Вечная мерзлота..., 2002; Пономарева, 2010). На пересеченной местности, со значительными уклонами и длиной склонов, с залегающими с поверхности песчаными и супесчаными грунтами, активно развивается эрозия и термоэрозия (Губарьков и др., 2011).

Широкое развитие неблагоприятных и опасных ЭГП предусматривает регулярное проведение мониторинга, по результатам которого рассматриваются основные или дополнительные мероприятия, разрабатываются проекты и устанавливаются специальные конструкции предотвращающие или устраняющие ЭГП. Так в зависимости от типа водного объекта предусматриваются различные виды конструкций, предотвращающие их неблагоприятное воздействие.

Водопротокные, водоотводные и дренажные сооружения. Водоотводные каналы и дренажи, как правило, устраиваются в летне-осеннее время. Для этого проектируются водоотводные сооружения, устраняющие подтопление дождевыми и талыми водами различного рода объектов строительства (Пособие..., 1985). На болотах, где поверхностный сток определить затруднительно, во избежание длительного подпора воды и заболачивания сухих участков местности, малые искусственные

сооружения устанавливаются без расчета, располагая через 300-500 м одно от другого, но не менее одного на пересекаемое болото (ВСН-195-83). Эти мероприятия также предотвращают склоновые процессы, гибель леса, кустарника, являющийся следствием затопления и подтопления территорий. Защиту автомобильной дороги от возникновения оврагов, оползней, размыва водными потоками предусматривают в комплексе защитных мероприятий, намечаемых с помощью специальных насаждений в сочетании с рядом геотехнических инженерных мероприятий (ВСН 26-90).

Для укрепления откосов применяют торф и торфопесчаные смеси с засевом трав, грунты, укрепленные вяжущими компонентами (цемент и нефть), геотекстиль, сборные решетчатые конструкции, бетонные плиты и другие конструкции, предусматриваемые соответствующими нормативными документами типовых конструкций (ВСН 26-90). При назначении конструкции укрепления откоса необходимо учитывать особенности природных условий региона строительства, наличие местных материалов, условия подтопления откоса. Принимаемая конструкция укрепления должна обеспечивать защиту поверхности откоса от эрозии как в период строительства, так и при эксплуатации дороги и обеспечивать минимум затрат на содержание.

Существует множество способов укрепления откосов с применением разнообразных материалов. Одним из наиболее распространенных и наиболее перспективных материалов, применяемых в Западной Сибири, являются объемные георешетки, представляющие из себя пакет из полимерных лент, скрепленных между собой посредством сварных швов таким образом, что при растяжении в поперечном направлении они образует сотовую структуру (Матвеев, Немировский, 2006). Для объектов, строящихся на Севере Западной Сибири, очень важным свойством георешеток является их морозостойкость. Эти свойства георешетки доказали в течение более 30 лет эксплуатации автомобильных дорог на Аляске (Санников, 2004). С учетом положительного зарубежного опыта, в 2000-2001 гг. было осуществлено строительство дорог на Заполярном газовом месторождении с использованием георешеток (Коробков, 2004). Откосы были укреплены при помощи георешеток, заполненных торфопесчаной смесью, а кюветы и обочины - при помощи георешеток со щебнем. Опыт применения георешеток показывает, что они успешно стабилизируют оползневые и эрозионные процессы, возникающие в результате сезонных процессов промерзания-оттаивания грунтов (Челобитченко, 2006).

Мостовые переходы и трубы. Применение труб на постоянно действующих или скрытых водотоках может допускаться только в случаях, когда предусматриваются специальные противоналедные мероприятия. На постоянно действующих и скрытых водотоках предусматриваются мосты или сооружения незамкнутого поперечного сечения, не нарушающие тепловодного режима водотока и обеспечивающие

безнапорный режим протекания воды. При проектировании переходов на периодических (перемерзающих) водотоках с расчетным расходом до 30 м³/с могут применяться трубы из гофрированного металла диаметром не менее 1,5 м и стальные трубы диаметром 1,42 м, а в отдельных случаях диаметром 1,22 м (ВСН 26-90).

Методы исследований

Методы исследования криогенных процессов в зоне распространения ММП разработаны ведущими мерзлововедами (Кудрявцев и др., 1979; Методические..., 1979; Методы..., 1986; Павлов, 2008 и др.). Методы исследований ЭГП на линейных объектах рассмотрены в ряде работ (Королев, 2007; Пендин, 2009 и др.).

Мониторинг ЭГП на автодороге включал дешифрирование материалов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и полевые натурные исследования. Методы ДЗЗ заключались в дешифрировании средне- и крупномасштабных космо- и аэрофотоснимков. По материалам ДЗЗ определены линейные и площадные характеристики затопления и подтопления, термоэрозии и термоденудации. В августе 2009 г. проведены наблюдения по маршрутам, описание точек наблюдения, измерение морфометрических параметров неблагоприятных и опасных ЭГП на автодороге Южно-Русское – Береговое и на территории непосредственно примыкающей к ней. Проведено описание воздействия ЭГП на автодорогу, определены или реконструированы по косвенным признакам их виды и формы, а также способы их устранения. Проведен сравнительный анализ участков затопления на автомобильной дороге, выявленных в 2004-2007 гг., с периодом после реконструкции и ремонта автодороги в 2009 г. Оценена эффективность противоэрозионных и противопаводковых конструкций. На полевом этапе работ решены две основные задачи: визуальное (наземное по маршрутам) обследование территории прилегающей к автодороге в естественных и техногенно преобразованных условиях; выявление участков с проявлением неблагоприятных и опасных ЭГП на автодороге.

Результаты и обсуждение

Наземные наблюдения, проведенные в 2004-2009 гг., и материалы аэрофотосъемки, выполненной в 2008 г., показали, что в естественных условиях в районе исследований развиты следующие экзогенные геологические и геокриологические процессы: сезонное и многолетнее пучение, термокарст, заболачивание, русловые процессы. Большинство ЭГП имеют весьма небольшую активность. В период проведения мониторинга в 2009 г. активных склоновых процессов с разрывами почвенно-растительного покрова в естественных природных условиях зафиксировано не было.

Слабое проявление склоновых и эрозионных процессов в естественных природных условиях Южно-Русского месторождения происходит

вследствие широкого распространения лесов, надежно защищающих поверхность грунтов хорошо развитым многоярусным и, главное, травяным, моховым, лишайниковыми покровами с мощной подстилкой или торфяным слоем.

Сложные геокриологические условия характеризуются на уровне широтной зональности сплошным распространением ММП. На региональном уровне ММП прерываются сквозными и несквозными таликами по площади и обладают двухслойным строением в разрезе. На локальном уровне в зависимости от поверхностных условий возможна как деградация ММП, так и их агградация.

На участке км 0,0 - км 68 автодороги Южно-Русское - Береговое в 2004-2008 г. выявлено 140 проявлений неблагоприятных и опасных экзогенных геологических процессов (таблица 1). Из них активными в 2009 г. были только 10. В 2004-2009 гг. из общего числа ЭГП на 104 участках они проявлялись одиночно, а на 16 участках находились в парагенезе, образуя комплексы из ведущего процесса и одного или нескольких сопутствующих процессов.

Таблица 1. Количество зафиксированных ЭГП, явлений и образований на участке км 0,0 – км 68 автодороги Южно-Русское НГМ - Береговое ГКМ в 2004-2009 г.

№	Экзогенный геологический процесс	2004-2008 гг.	2009 г.
1	Эрозия и термоэрозия	76	1
2	Солифлюкция и оползание грунтов	18	1
3	Подтопление	44	6
4	Пучение и просадки грунтов (деформации плит)	Нет точных данных	2
5	Термоденудация	2	0

На всех участках с проявлением термоэрозии проведено ее устранение за счет сооружения специальных противоэрозионных конструкций с применением георешетки (рис.1, 2). В 2009 г. эрозия отмечена только на 1 участке в виде небольшой, вновь образовавшейся, промоины.



Рис. 1. Строительство противоэрозионных и противооползневых конструкций с применением георешетки в 2009 г.



Рис. 2. Противоэрозионная конструкция с заполненной щебнем георешеткой в 2010 г

По результатам обследования 2004-2007 гг. широко распространенные участки подтопления (38) каждый длиной несколько сотен метров были вынесены на карту. Небольшие по площади участки подтопления (см. таблица 1), выявленные в 2009 г. не превышают в длину 10-20 м.

Активная солифлюкция в 2009 г. отмечена на 1 участке в виде небольшого образования в нижней части склона. Всего отмечено 18 образований, связанных с проявлением солифлюкции и оползанием грунтов в полосе техногенного воздействия при строительстве автодороги. Наиболее активно солифлюкция развивалась в период строительства и начального этапа эксплуатации до проведения ремонта и реконструкции дороги.

Неравномерное пучение и осадка грунтов тела насыпи автодороги в 2009 г. встречена на 2 небольших по протяженности участках. В период 2004-2007 гг. эти процессы были характерны для автодороги на всем её протяжении.

На двух участках, сложенных сильнольдистыми грунтами, выявлены процессы термоденудации. Вытаивание внутригрунтовых льдов и перенос грунтов вниз по склону привели к снижению поверхности на 0,2-0,8 м на площади в несколько сотен квадратных метров.

Анализ полученных результатов мониторинга показывает, что подавляющее большинство ЭГП до 2009 г. было представлено эрозией (см. таблица 1). Об этом же свидетельствуют результаты мониторинга предшествующих лет (2004-2008 гг.). На период проведения работ в августе 2009 г. все участки с проявлением линейной эрозии были устранены. На широкое развитие эрозии и термоэрозии до проведения ремонтных работ на автодороге указывают повсеместно распространенные конусы выноса в уступах склонов и долин рек, которые пересекает автодорога. Их площади составляют сотни и тысячи квадратных метров. Выше по склонам от конусов выноса расположены противоэрозионные конструкции, в большинстве случаев имеющие длину несколько сотен метров. Распределение эрозии и, соответственно, противоэрозионных конструкций имеет тенденцию к увеличению от км 0,0 к км 68 (рис. 3).

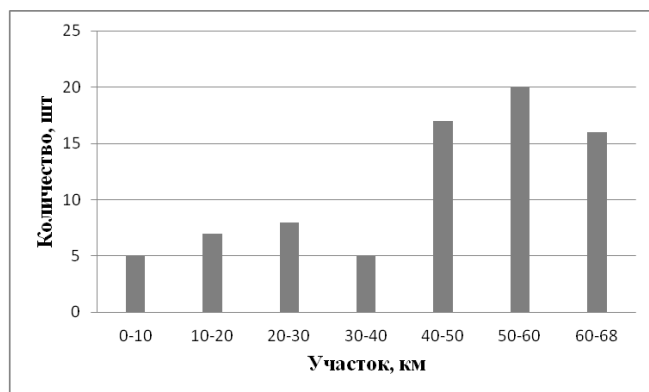


Рис. 3. Распределение эрозии, термоэрозии и аккумулятивных конусов выноса на автодороге Южно-Русское - Береговое

Процессы, связанные с проявлением солифлюкции и оползанием грунтов на склонах, являются результатом планировки местности в период строительства автодороги. На активизацию солифлюкции и оползание грунтов оказало влияние техногенное преобразование поверхности, которое проявилось в различном по глубине воздействии на почвенно-растительный покров, грунты сезонноталого слоя и верхние слои ММП. Не менее важным фактором является площадь прилегающих к автодороге склонов, на которой проведены работы. При снятии на них почвенно-растительного покрова на большой площади происходит активизация солифлюкции. Широкое развитие эрозии и термоэрозии с подмывом склонов концентрированными водными потоками являлось еще одним фактором активизации солифлюкции. Все проявления солифлюкции и оползания грунтов связаны с поверхностями, в основании которых залегают льдистые или сильно увлажненные, тиксотропные грунты. Как правило, это прилегающие к обочинам автодороги склоны, находящиеся в непосредственной близости от неё. На некоторых участках проведения работ прямые и вторично спровоцированные площадные нарушения поверхностных покровов составляют до нескольких тысяч квадратных метров. В 2009 г. склоновые процессы были наиболее распространены на км 0,0-10 и км 60-70 (рис. 4), что связано с особенностями литологического состава, льдистостью пород, уклоном поверхности.

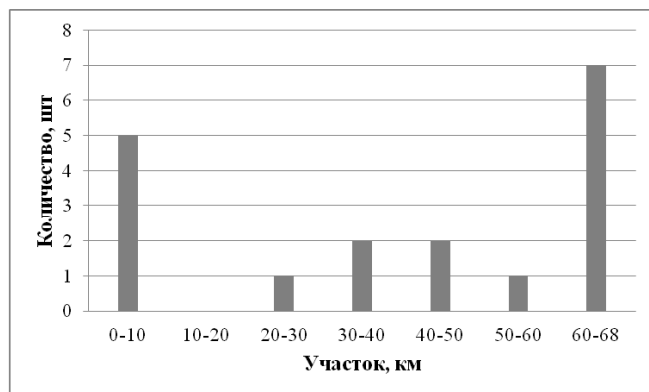


Рис. 4. Распределение процессов солифлюкции и оползания грунтов на прилегающих к автодороге склонах

Из 38 самых больших участков подтопления, выявленных в 2004-2007 гг., на 32 установлены водопропуски в виде труб большого диаметра под полотном автодороги. Еще на 6 участках дренаж проведен вдоль автодороги в укрепленных георешеткой и щебнем канавах. В результате произошел спуск подпорных вод и осушение территории. Мелкие участки подтопления (см. таблица 1), выявленные в 2009 г. не превышают в длину 10-20 м и не представляют опасности для автодороги.

Широко распространенные участки подтопления длиной несколько сот метров в предшествующие годы (2004-2008 гг.) на период проведения работ (2009 г.) сохранились в виде одного протяженного участка длиной 280 м, что связано с переходом через естественный заболоченный и обводненный участок эрозионно-термокарстовой долины. На этом участке не происходит подпора воды, но обочины подтоплены за счет осадки слабых по несущей способности грунтов основания автодороги и высокого уровня грунтовых вод. На еще двух участках происходит периодическое затопление в весеннее время и заболачивание в летне-осенний период. На бывшее подтопление указывает угнетенная и погибшая растительность на осушенной в настоящее время поверхности на нескольких участках автодороги. На 32 участках подтопления установлены водопропуски и поверхность осушена, следов подтопления не наблюдается. Характер распределения водопропусков на участках подтопления показывает каким образом оно было распространено до проведения дренажных работ в 2009 г. (рис. 5). Наиболее подтопленным является заболоченный участок автодороги на км 0,0 – км 10. На остальных участках распределение подтопления вдоль автодороги более равномерно.

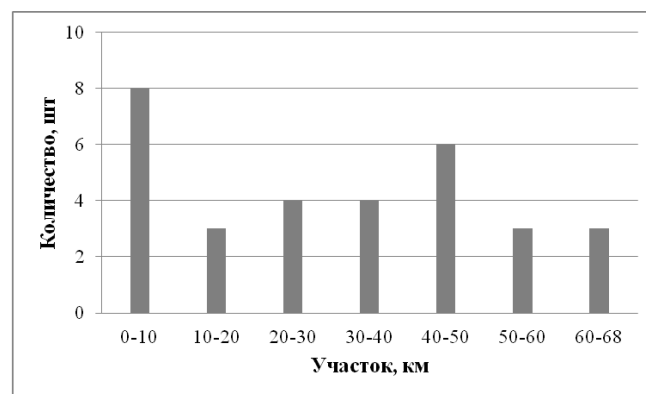


Рис. 5. Распределение участков затопления и подтопления в 2004-2008 гг. и водопропусков под полотном автодороги и водостоков вдоль нее в 2009 г

Общее количество водопропусков под полотном автодороги показано на рис. 6. Устранение участков потенциально возможного подтопления и затопления автодороги за счет установления водопропусков под полотном автодороги уменьшается с запада с восток. В этом направлении увеличиваются абсолютные высоты рельефа с 50-60 м до 60-80 м на водоразделах. Амплитуда высот между водораздельными

пространствами и урезами рек имеет такую же тенденцию изменения с 20-30 м на востоке до 30-40 м на западе. С увеличением количества более глубоко врезанных долин ручьев и рек, которое прослеживается с востока на запад, происходит уменьшение количества водопропусков под полотном автодороги. Это связано с возрастанием потенциала рельефа, улучшающего возможности дренажа вдоль автодороги и последующим стоком воды под мостовыми переходами.

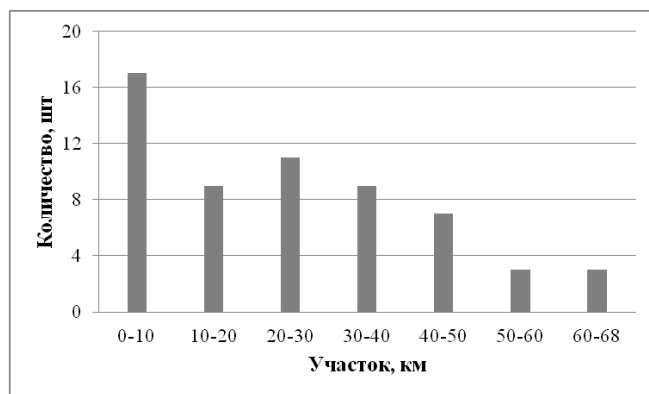


Рис. 6. Распределение водопропусков под полотном автодороги

Улучшение условий стока воды вдоль автодороги увеличивает потенциал эрозионных и термоэрозионных процессов. На подтопленных участках термоэрозия не происходит. Количество водопропусков под полотном автодороги при подтоплении (рис. 6) и количество противозэрозионных конструкций (рис. 3) на участках проявления термоэрозии находятся в обратной зависимости (рис. 7).

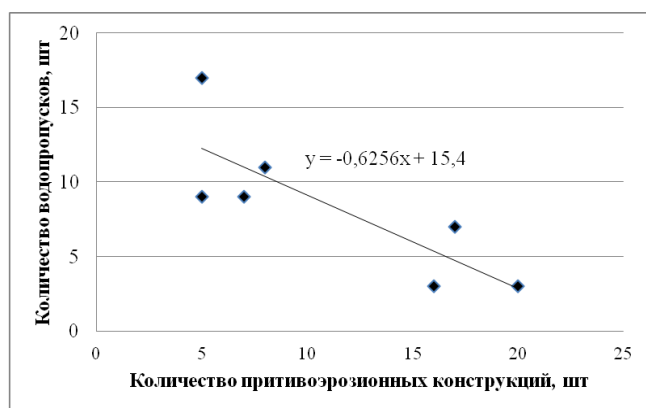


Рис. 7. Зависимость между водопропусками под полотном (поперек) автодороги и открытыми противозэрозионными конструкциями вдоль нее

Можно провести сравнение с естественными природными условиями зоны распространения многолетнемерзлых пород, где овражность (термоэрозия) и заозеренность (термокарст) находятся в обратной зависимости (Воскресенский, 2001; Губарьков, 2009). В техногенно преобразованных условиях на автодороге Южно-Русское – Береговое сохраняется обратная зависимость подтопления

(аналог заозеренность) и развития техногенных оврагов (аналог овражность).

Выводы

1. В 2004-2008 гг. на автодороге Южно-Русское – Береговое максимальное развитие получили эрозионные и термоэрозионные процессы. В процессе строительства и начального этапа эксплуатации автодороги произошла резкая активизация эрозии и термоэрозии. На каждые 10 км автодороги выявлено от 5 до 20 проявлений эрозии и термоэрозии в виде промоин и оврагов длиной до нескольких сотен метров. Они распределены согласно расчлененности рельефа, связанного с глубиной вреза, и уклонами бортов долин рек, а также с длиной склонов.
2. На прилегающих к автодороге склонах выявлены процессы солифлюкции и оползания тиксотропных грунтов. Их распространение не имеет четкой пространственной зависимости, связанной со строительством автодороги. На активизацию солифлюкции оказывают влияние уклоны поверхности, техногенное воздействие на почвенно-растительный покров и свойства грунтов, часто обладающих повышенной льдистостью и тиксотропностью.
3. В 2009 г. устранение участков подтопления проведено в полном объеме на всех участках за счет устройства водопропусков в металлических трубах через полотно автодороги и обустройства противозэрозионных и водопропускных конструкций вдоль автодороги по закрепленным георешеткой водостокам.
4. В 2009 г. устранены все проявления эрозии и термоэрозии, что должно полностью предотвратить их неблагоприятное воздействие на автодорогу в дальнейшем. Одновременно проведено укрепление склонов, прилегающих к наиболее эрозионно-опасным участкам, что также предотвращает опасность проявления солифлюкции и оползания тиксотропных грунтов.
5. В техногенно преобразованных условиях северной тайги сохраняются закономерности развития экзогенных геологических процессов, характерные для естественных природных условий. Эрозия и термоэрозия находятся в обратной зависимости с заозеренностью в естественных условиях и подтоплением в техногенно преобразованных.

Литература

- Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции. 2006. Под ред. Н.Г. Москаленко. – М.: РАСХН, 358 с. *(на русском языке)*
- Баулин В.В. 1985. Многолетнемерзлые породы нефтегазонасыщенных районов СССР. – М.: Недра, 176 с. *(на русском языке)*
- Воскресенский К.С. 2001. Современные рельефообразующие процессы на равнинах севера России. – М.: Изд-во МГУ, 263 с. *(на русском языке)*

- Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов. 2002. Под ред. Е.С. Мельникова, С.Е. Гречищева. – М.: Изд-во ГЕОС, 402 с. *(на русском языке)*
- ВСН-195-83. Инструкция по изысканиям и проектированию притрассовых автомобильных дорог в условиях Сибири и Дальнего Востока. *(на русском языке)*
- ВСН 26-90. Инструкция по проектированию и строительству автомобильных дорог нефтяных и газовых промыслов Западной Сибири. *(на русском языке)*
- Геокриология СССР. Западная Сибирь. 1989. Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 454 с. *(на русском языке)*
- Губарьков А.А., Алешин Г.А., Идрисов И.Р., Кириллов А.В. 2011. Мониторинг экзогенных геологических процессов на магистральном газопроводе Заполярное - Новый-Уренгой // Известия вузов. Нефть и газ. –Тюмень. №3, С.7-13. *(на русском языке)*
- Губарьков А.А. 2009. Взаимосвязь гидрологических и криогенных процессов в бассейнах малых рек и на побережье Карского региона: Дис. канд. техн. наук: Тюмень, 18 с. *(на русском языке)*
- Дроздов Д. С. 2004. Информационно-картографическое моделирование природно-техногенных сред в геокриологии: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. д.г.-м.н. – Тюмень, 49 с. *(на русском языке)*
- Коробков Н. Ф. 2004. Противозрозионная защита откосов насыпей и склонов в криолитозоне с использованием геосинтетических решёток. На примере Ямало-Ненецкого автономного округа: Дис. канд. техн. наук. – Тюмень, 18 с. *(на русском языке)*
- Королев В.А. 2007. Мониторинг геологических, литотехнических и эколого-геологических систем. – М.: КДУ, 416 с. *(на русском языке)*
- Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Романовский Н.Н., Максимова Л.Н., Чижов А.В. 1979. Методика мерзлотной съемки. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 359 с. *(на русском языке)*
- Матвеев С.А., Немировский Ю.В. 2006. Армированные дорожные конструкции: моделирование и расчет. – Новосибирск: Наука, 336 с. *(на русском языке)*
- Методические рекомендации по стационарному изучению криогенных физико-геологических процессов. 1979. Под ред. С.Е. Гречищева. – М.: ВСЕГЕНГЕО, 72 с. *(на русском языке)*
- Методы региональных инженерно-геокриологических исследований для равнинных территорий. 1986. Под ред. Е.С. Мельникова, Г.И. Дубикова. – М.: Недра, 207 с. *(на русском языке)*
- Павлов А.В. 2008. Мониторинг криолитозоны. – Новосибирск.: Изд-во «Гео», 229 с.
- Пендин В.В., Ганова С.Д. 2009. Геоэкологический мониторинг территории расположения объектов транспорта газа в криолитозоне. – М.: Изд-во ПНИИИС, 236 с. *(на русском языке)*
- Пономарева О.Е. 2010. Природоохранное районирование бассейна реки Надым (Западная Сибирь) // Криосфера Земли. т.XIV, №2, с. 46-55. *(на русском языке)*
- Пособие к СНиП 2.05.07-85. Пособие по проектированию железных и автомобильных дорог промышленных предприятий в районах вечной мерзлоты. *(на русском языке)*
- Санников С. П. 2004. Армирование несущих слоев из грунтов и каменных материалов объемными георешетками: Дис. канд. техн. наук: Тюмень, 18 с. *(на русском языке)*
- Хрусталева Л.Н., С.Ю. Пармузин, Емельянова Л.В. 2011. Надежность северной инфраструктуры в условиях меняющегося климата. – М.: Университетская книга, 260 с. *(на русском языке)*
- Челобитченко С.А. 2007. Методика расчета и конструктивно-технологические решения армированного объемными георешетками земляного полотна на вечномерзлых грунтах. Дис. канд. техн. наук. – М, 18 с. *(на русском языке)*

Универсальная методика анализа натурных данных о несущей способности свайных фундаментов в вечномёрзлых грунтах

И.Е.Гурьянов

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

Описана методика анализа комплексных полевых испытаний, выявляющих не одну, а две рабочих характеристики несущей способности свайного фундамента. Приведены расчетные функции для характерных элементов нагрузки, воспринимаемой конструкцией сваи и распределяемой между отдельными зонами основания. Ранее эти элементы (сопротивление сдвигу на контакте сваи и грунта и напряжение под торцом сваи) определялись лишь специальными измерительными устройствами. Рассмотрены результаты единственных в условиях Западной Якутии полевых испытаний свайных фундаментов, проведенных в начале 60-х годов, из которых только сейчас впервые выявлены расчетные характеристики грунтов оснований.

Ключевые слова: вечномёрзлый грунт, свайные фундаменты, расчетные сопротивления грунтов, несущая способность оснований.

Схематизация расчета сопротивления оснований буропускных свай

Буропускные сваи являются основным типом фундаментов зданий и сооружений на вечномёрзлых грунтах. Боковая поверхность этих свай по всей глубине контактирует с замерзшим грунтовым раствором, заливаемым в предварительно пробуренные скважины. Поэтому для раствора заданного состава прочность смерзания является единой характеристикой рабочей длины сваи, и согласно стандартной расчетной схеме несущая способность сваи определяется как сумма сил, зависящих от расчетных сопротивлений грунтов основания под торцом сваи, предельного давления R , и на ее боковой поверхности, контактного сопротивления сдвигу R_{af} .

ГОСТ [ГОСТ 24546-81] на полевые испытания свай подразумевает пропорциональность экспериментальных и расчетных значений общей несущей способности свай, т.е. реальные соотношения сопротивлений мерзлых грунтов R_{af} и R предполагаются равными нормируемым. Однако соотношение указанных характеристик может быть самым различным, поскольку механические свойства грунтов на конкретной площадке обусловлены не только их грансоставом, как это нормирует СНиП [СНиП 2.02.04-88], но также генетическими и литологическими особенностями, криогенным строением и льдистостью. Эти факторы неодинаково сказываются на различных параметрах прочности, в связи с чем одновременное определение величин R_{af} и R необходимо в производственных испытаниях свай, которые по нормам рекомендуется проводить для ответственных сооружений (второго класса долговечности и выше).

Вслед за С.С.Вяловым [Вялов, 1959] многими работами других исследователей подтверждено, что зависимости прочностных параметров мерзлых грунтов различных типов от температуры достоверно

аппроксимируются простыми степенными функциями:

$$R = R_1 \theta^m ; R_{af} = R_{af1} \theta^n , \quad (1)$$

где $\theta = t/t_1$, t – фактическая температура мерзлого грунта, °С; $t_1 = -1^\circ\text{C}$;

R_1, R_{af1} – параметры прочности, или расчетные сопротивления грунта при $t = t_1$.

В формуле (1) показатели степени m, n варьируют в пределах 0,3–0,7. Табличные значения СНиП [СНиП 2.02.04-88] расчетных сопротивлений R под торцом сваи соответствуют величине $m = 0,4$ для всех типов грунтов, исключая крупнообломочные при льдистости за счет ледяных включений $i_i < 0,2$ ($m = 0,3$) и пески средней крупности и выше ($m = 0,35$). Таблицы СНиП для сопротивления сдвигу сваи по грунтовому раствору соответствуют $n = 0,65$, а для сдвига грунта по грунту (у стенки скважины) – $n = 0,5$. Функция (1) коррелирует по температуре, в целом, достаточно надежно и отдельными испытаниями свай не может быть исправлена.

Функции расчетной несущей способности свай

С ростом глубины сваи сопротивление у ее торца возрастает для свай большего диаметра в меньшей степени, т.е. как функция относительной длины:

$$R_L = R(1 + kL) , \quad (2)$$

где $L = l_f/b$, l_f – рабочая длина, b – поперечный размер сваи.

В формуле (2) согласно СНиП [СНиП 2.02.04-88] для крупнообломочных грунтов, а также средних и крупных песков $k = 0$. Если принять, что данные таблицы 1 приложения 2 СНиП соответствуют

ширине сваи $b = 0,3$ м, то для остальных мерзлых грунтов любого типа $k = 0,008$ при льдистости включений $i_i < 0,2$ и $k = 0,005$ при $0,2 \leq i_i \leq 0,4$.

Функции (1) и (2) характеризуют наиболее общие особенности работы свай в вечномерзлых грунтах, и, очевидно, должны учитываться в анализе результатов испытаний свай.

Для буронабивных свай изменение величины R_{af} с глубиной определяется только температурой грунтов, вследствие чего суммируемую часть формулы (3) СНиП [СНиП 2.02.04-88] нетрудно привести с учетом (1) к виду:

$$\sum_i R_{af,i} A_{af,i} = R_{af1} \theta^n A_{af},$$

где A_{af} – общая площадь рабочей зоны боковой поверхности свай;

θ – осредняемое вдоль всей поверхности сдвига значение безразмерной температуры, определяемое по формуле:

$$\theta = \left(\sum_i \theta_i^n \delta_i \right)^{\frac{1}{n}}, \quad (3)$$

где $\delta_i = h_i / l_f$ – относительная толщина i -го слоя грунта с температурой θ_i .

В этом случае формулы (3) и (4) из СНиП [СНиП 2.02.04-88] совпадают в написании, и данное общее выражение удобнее представить следующим образом:

$$\sigma = R_L + R_{af} \cdot 4L, \quad (4)$$

где σ – среднее нормальное напряжение в голове свай.

В формуле (4) относительная длина сваи L выражается через ее поперечный размер b , равный диаметру для круглой сваи, стороне – для квадратной, а для сваи прямоугольного сечения со сторонами b_1 и b_2

$$b = 2 b_1 b_2 / (b_1 + b_2).$$

Полагая, что влияние температуры грунта и заглубления сваи взаимно независимо, и подставляя выражения (1) и (2) в формулу (4), имеем

$$\sigma = R_1 (1 + kL) \theta^m + 4R_{af1} L \theta^n. \quad (5)$$

Здесь в первом слагаемом величина θ определяется по температуре грунта у торца сваи, а во втором – по формуле (3).

Интерпретация результатов натурных испытаний свай

При обработке результатов испытаний свай формула (5) рассматривается как линейное уравнение относительно неизвестных R_1 и R_{af1} , а величины k , m , n принимаются равными указанным выше значениям. Общий вид линейной функции (5) свидетельствует, что любые два испытания с различными θ и L взаимно независимы, и,

соответственно, система двух уравнений вида (5) имеет ненулевые решения R_1 и R_{af1} . При числе испытаний более двух все возможные решения на множестве выбранных сочетаний по 2 осредняются как эмпирические параметры линейной регрессии.

Если в различных испытаниях температурные условия одинаковы, то можно непосредственно использовать формулу (4) для определения R и R_{af} при вариациях величины L . В этом случае минимум объема полевых экспериментальных работ требует испытания по крайней мере двух свай, причем разного сечения, или же одного сечения, но разной длины.

Изложенная методика прямо следует из расчетных формул СНиП и общего метода предельных состояний, поскольку выявляет две основные характеристики несущей способности свай, предусматривая их совместное равнозначное осреднение не по отдельным испытаниям, а по перераспределению усилий в конструкции.

Данная методика совместного определения расчетных характеристик свайных фундаментов впервые предложена и обоснована в работе [Гурьянов, 1987], в период действия предшествующей редакции СНиП. Однако и в новой редакции СНиП [СНиП 2.02.04-88] общие принципы расчета свай сохранились неизменными, и, соответственно, правомерны численные примеры обработки результатов испытаний, приведенные в [Гурьянов, 1987].

При температуре грунтов, осредняемой на рабочей длине сваи l_f согласно выражению (3) и неизменной в процессе испытаний, с учетом варьирования в испытаниях только значениями безразмерной длины L , удобно использовать следующие из (4) расчетные формулы для определения искомых сопротивлений вечномерзлого грунта:

$$R_L = \frac{\sigma_2 L_1 - \sigma_1 L_2}{L_1 - L_2}; \quad R_{af} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{4 \left(\frac{1}{L_1} - \frac{1}{L_2} \right)}, \quad (6)$$

где σ_1, L_1 – предельное напряжение и габариты сваи в первом испытании;

σ_2, L_2 – то же во втором испытании.

Реальные примеры, хотя и в ограниченном объеме, показывают, что совместное исследование параметров сопротивления основания, обычно определяемых отдельно, позволяет выявить их действительные соотношения, отличающиеся от нормируемых вдвое и более. Поэтому назначаемые при проектировании фундаментов по СНиП поперечные сечения и глубина заложения свай, в отсутствие данных о фактических значениях сопротивлений R и R_{af} , объективно не отвечают условиям равнопрочности различных зон используемого основания и являются конструктивно нерациональными. В отличие от нормативных рекомендаций, опирающихся на стандартный метод испытания свай, рассмотренная методика полевых испытаний, практически подразумевающая параллельные испытания различных конструктивных

вариантов свай, обеспечивает более детальную интерпретацию результатов, которая гарантирует в последующем проектировании возможность обоснованно назначать конфигурацию и размеры свайных фундаментов, согласованные с действительной работой отдельных элементов конструкции сваи в конкретных мерзлотно-грунтовых условиях.

Описанная методика испытаний открывает возможность варьирования тремя параметрами свайного поля: шириной конструкции сваи, рабочей длиной сваи в мерзлом грунте и шагом свай. Минимизируя материалоемкость фундаментов сооружения в целом или же общую стоимость строительных работ и конструкций, можно оптимизировать свайное поле для требуемых габаритов конструкций и шага свай в плане.

Комплексные испытания свай на площадке г.Мирного

С началом капитального строительства в г. Мирном Институт мерзлотоведения СО АН СССР по договору с местными строителями выполнил первые (и до настоящего времени единственные) испытания свайных фундаментов. На площадке города в различных мерзлотно-грунтовых условиях были оборудованы три испытательных площадки, каждая из которых сблокирована из трех свай с общим загрузочным устройством. В голове и под торцом всех свай были заложены динамометры, т.е. планировалось получить исчерпывающую информацию для каждой из девяти свай. Испытания проведены в 1961-1964 гг.

Однако в процессе работ все динамометры вышли из строя, и возникли сложности с определением общей нагрузки на сваи. Таким образом, результаты испытаний оказались сугубо оценочными, поскольку планируемых экспериментальных данных о предельном сопротивлении грунтов в основании свай получено не было [Войтковский, 1968].

Попробуем выяснить, насколько рассмотренная в докладе методика совместного анализа работы свай позволяет определить реальные результаты испытаний. Из девяти испытанных свай две – рифленая и коническая – индивидуальны и в обработку не могут быть включены. Оставшиеся семь свай квадратного сечения 25×25 см можно сгруппировать по числу сочетаний из 7 по 2: $C_7^2 = 21$.

Однако из всех возможных сочетаний результативны лишь те, которые фиксируют совпадение стадий одновременного предельного состояния сдвига вдоль боковой поверхности или сопротивления под торцом каждой пары свай. Возможно, как исключение, совпадение двух предельных состояний. В табл. 1 представлены значения полной осадки s , мм, каждой сваи в зависимости от нагрузки на сваю F , тс (см. [Войтковский, 1968], стр. 159-160). В расчетах используются старые размерности, чтобы сохранить цифры оригинала. Кроме того, таблицы 34 и 35 из [Войтковский, 1968] содержат отдельные

несущественные ошибки, выявленные графическими построениями и исправленные.

Таблица 1. Осадки свай № 1-9 s (мм) в зависимости от нагрузки F (тс).

Свая №	Нагрузка на сваю F , тс (курсив) / Осадки сваи s , мм					
\ Нагр.	16	36	56	75,5	76,2	96
1	0,10	0,35	1,02		2,06	11,0
2	0,20	0,65	1,24	3,49		20,0
\ Нагр.	17	36	47			
4	2,11	70,1	107,2			
5	2,65	61,7	76,4			
\ Нагр.	12	15	23	24	31	35
7	0,30			2,38		21,4
8	0,22			2,49		41,5
9		0,36	53,5		100,6	

Графическая обработка данных табл. 1 однозначно выявила точки перелома линий осадки свай и соответствующие им предельные нагрузки на сваи, выделенные в табл. 1 жирным шрифтом, по которым рассчитаны численные параметры испытаний каждой сваи:

$\sigma = F/b^2$, где $b = 25$ см – ширина сваи квадратного сечения;

l_f, L – расчетные длины сваи по формулам (2);

t_{af} – средняя по длине l_f расчетная температура мерзлого грунта;

t_L – температура мерзлого грунта у торца сваи.

Результаты определения значений рабочих параметров испытаний (предельных нагрузок и расчетных длин контактной зоны сдвига) всех семи свай приведены в табл. 2.

Таблица 2. Технические параметры полевых испытаний свайных фундаментов.

Свая №	F , тс	σ , кгс/см ²	l_f , см	L	t_{af} , °C	t_L , °C
1	76,2	121,92	327	13,08	-3,8	-2,2
2	75,5	120,8	320	12,80	-3,8	-2,2
4	17,0	27,2	291	11,64	-0,8	-1,0
5	17,0	27,2	288	11,52	-0,8	-1,0
7	24,0	38,4	262	10,48	-0,8	-0,9
8	24,0	38,4	257	10,28	-0,8	-0,9
9	15,0	24,0	236	9,44	-0,8	-0,9

Предельные характеристики результатов испытаний свай в табл.2 свидетельствуют, что вследствие близости расчетных длин свай l_f (L) расчетные нагрузки F (σ) по условиям формулы (6) должны быть не менее близки. Поэтому даже на общей площадке № 3 испытания свай 7 и 9, а также 8 и 9, не совместны в обработке. В отдельности на каждой площадке лишь одна пара испытанных свай пригодна к совместной обработке результатов. На разных площадках для общей обработки допустимы испытания только двух пар свай: 4 и 9, а также 5 и 9,

сроки предельного срыва которых отличаются менее недели при длительности максимального нагружения несколько месяцев. Численные значения расчетных характеристик оснований, полученные в результате

обработки материалов испытаний с использованием формул (6), приведены в табл. 3.

Таблица 3. Результаты расчетной обработки данных полевых испытаний свай.

Свая №	σ_1/σ_2 , кгс/см ²	L_1 L_2	$L_1 - L_2$	$\sigma_1 - \sigma_2$	R_{af} , кгс/см ²	$\sigma_2 L_1$	$\sigma_1 L_2$	R_L , кгс/см ²
1	121,92	13,08	0,28	1,12	1,00	1580,06	1560,58	69,6
2	120,8	12,80						
4	27,2	11,64						
5	27,2	11,52	0,12	0	0	316,608	313,344	27,2
7	38,4	10,48						
8	38,4	10,28	0,20	0	0	402,432	394,752	38,4
4	27,2	11,64						
9	24,0	9,44	2,20	3,2	0,364	279,36	256,768	10,27
5	27,2	11,52						
9	24,0	9,44	2,08	3,2	0,385	276,48	256,768	9,48

Обсуждение результатов обработки материалов испытаний

Таким образом, комплексное рассмотрение результатов испытаний свай показало, что далеко не все из них поддаются совместной интерпретации. Структура расчетных зависимостей такова, что если в сопоставляемых испытаниях $L_1 > L_2$, то согласно второй из формул (6) должно быть также $\sigma_1 > \sigma_2$. Кроме того, необходимо выполнение условия $\frac{L_1}{L_2} > \frac{\sigma_1}{\sigma_2}$, так как иначе становится отрицательным

сопротивление под торцом свай по первой формуле (6). Поэтому результаты испытаний свай 1 и 2 сразу не сопоставимы со всеми остальными, так как при этих сочетаниях слишком велика разница нагрузок $\sigma_1 \gg \sigma_2$ (невозможны 10 сочетаний). Сваи 4 и 5 не сочетаются со сваями 7 и 8, поскольку для них соотношения нагрузок и расчетных длин обратны требуемым (минус 4 пары испытаний), а свая 9 сорвалась значительно раньше двух других свай площадки (минус 2 пары). В итоге из 21 возможного сочетания требованиям обработки по данной методике удовлетворяют лишь $21 - 16 = 5$ пар испытаний, результаты которых и представлены в табл. 3.

Обработанные материалы испытаний на площадке I включают сопротивление сдвигу по боковой поверхности свай № 1, 2 $R_{af} = 1$ кгс/см² при температуре $-3,8^\circ\text{C}$ и предельное сопротивление мергеля и доломита под торцом свай $R_L \cong 70$ кгс/см² при температуре $-2,2^\circ\text{C}$. На площадках II и III материалы испытания свай № 4, 5, 7-9 при температуре от $-0,8$ до -1°C выявили сопротивление сдвигу вдоль поверхности свай порядка $R_{af} = 0,36 \div 0,39$ кгс/см², а сопротивление прослоев мергеля и известняка под торцом тех же

свай – в интервале от $R_L \cong 10$ кгс/см² до $R_L \cong 38$ кгс/см². Рассчитанные значения характеристик согласуются с известными экспериментальными данными, полученными в других условиях прямыми приборными измерениями. Исходным материалом всех проведенных расчетов являются данные 2-го и 4-го столбцов таблицы 2, заимствованные из работы [Войтковский, 1968], с. 159-160.

Таким образом, испытания свай на площадке г. Мирного в 1961-64 гг., получившие известность среди фундаментостроителей как неудавшиеся, вполне реабилитированы представленной методикой обработки результатов, оказавшейся эффективной благодаря достаточному числу одновременно испытанных свай.

Общие требования к совместным испытаниям свай

Совместная обработка результатов испытаний свай, установленных на площадке в условиях общих инженерно-геологических элементов, допустима только при одинаковой или близкой температуре вечномерзлых грунтов в естественных условиях. Характеристики сопротивления грунтов, полученные в результате обработки материалов испытаний, можно распространять с соответствующими коррективами на те же грунты с иной температурой, в рамках ее сезонных изменений.

Принятые вариации совместных испытаний свай должны обуславливаться, предпочтительно, только значениями параметра $L = l_f / b$ из формулы (4). Полный диапазон изменений этого параметра ограничен интервалом $8 \leq L \leq 25$, и двукратная вариация значения L в испытаниях, видимо, оптимальна.

Отметка пяты свай, испытываемых совместно, не должна выходить за пределы одного инженерно-

геологического элемента по разрезу. Состав пульпы, заливаемой в скважины перед установкой свай, должен быть неизменным.

Перечисленные требования минимальны для гарантии сходимости и достоверности результатов обработки материалов испытаний в замороженных свай.

Литература

Войтковский К.Ф., Мельников П.И., Порхаев Г.В. и др. Фундаменты сооружений на мерзлых грунтах в Якутии. М.: Изд-во "Наука", 1968. 200 с.

Вялов С.С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 190 с.

ГОСТ 24546-81. Сваи. Методы полевых испытаний в вечноммерзлых грунтах. М.: Изд-во стандартов, 1981. 24 с.

Гурьянов И.Е. Обработка результатов испытаний свай в вечноммерзлых грунтах. // Основания, фундаменты и механика грунтов.— 1987.—№ 3. — С. 16-17.

СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечноммерзлых грунтах. М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1990. 53 с.



Строительство объектов в криолитозоне с использованием инновационных систем термостабилизации грунтов оснований

Г.М. Долгих, С.Н. Окунев, С.Н. Стрижков
ООО НПО «Фундаментстройаркос», Тюмень

Реферат

Показан опыт инновационно активного предприятия НПО «Фундаментстройаркос»: замкнутый инновационно-инвестиционный цикл включает научные исследования, проектирование, производство, монтаж и строительство, авторский надзор и мониторинг систем ТСГ. На примере более 300 объектов показана рентабельность инновационных технических решений и огромный фактический экономический эффект от внедрения их в производство.

Ключевые Слова: вечная мерзлота; замораживание грунтов; основания; системы ГЕТ-ВЕТ; термостабилизация; фундаменты,

Вечномерзлые или, точнее, многолетнемерзлые грунты, используемые в строительстве в качестве оснований зданий и сооружений, занимают более 60% территории России. Их чрезвычайное разнообразие и ранимость приводят к значительным трудностям при устройстве и эксплуатации зданий и сооружений. Многие из них оказываются в аварийном состоянии

даже на стадии возведения зданий, несмотря на то, что собственно мерзлый грунт является надежным и мощным основанием (рис. 1). Опыт и перспективы внедрения различных систем термостабилизации грунтов оснований, разработанных в ООО НПО «Фундамент-стройаркос» приведены на рис.2



Рис. 1. Аварии и катастрофы

Причины заключаются в неконтролируемых потоках тепла и влаги, растеплении оснований, и, как следствие, превращении вечномерзлого грунта в водонасыщенную грунтовую массу, практически не способную нести полезную нагрузку. Строительство сооружений на многолетнемерзлых грунтах (ММГ) требует больших капитальных затрат на

обустройство, однако даже при значительных затратах происходит недоучет природных и техногенных факторов, которые приводят к растеплению ММП и потери несущей способности фундаментов. Ситуация обостряется прогнозируемым потеплением климата, которое уже характеризуется повышением среднегодовой температуры приземного

воздуха в последние десятилетия на величину от 0,2 до 20С, а повышение температуры многолетнемерзлых пород достигает 10С. Дальнейшее прогнозируемое повышение температуры воздуха составит: к 2025 г. – 1,0...1,5°С, к 2050г. – 2...4°С, к 2100 г. – 4...8°С. Известны I и II принципы использования вечноммерзлых грунтов в качестве оснований. Кроме того, в практике проектирования и строительства наиболее часто используются следующие конструктивные решения: устройство подполий (с принудительной вентиляцией, естественной вентиляцией и применение подвесных полов и техподполья в

комплексе с системами термостабилизации грунта), а так же устройство полов по грунту в комплексе с системами термостабилизации. Огромный накопленный опыт проектирования и строительства зданий и сооружений на вечной мерзлоте, в том числе и технические решения ООО НПО «Фундаментстройаркос», позволяет утверждать, что наиболее надежными, устойчивыми и перспективными являются объемно-планировочные решения с использованием систем ТСГ. Такого рода основания могут нести здания и сооружения с широкими корпусами и большими габаритами свыше 100 м.



Рис. 2. Опыт и перспективы внедрения различных систем термостабилизации грунтов оснований ООО НПО «Фундаментстройаркос»

Системы ТСГ, выпускаемые ООО НПО «Фундаментстройаркос», для оснований зданий и сооружений можно разделить на три группы:

- ТК – индивидуальные СОУ - термостабилизаторы (вертикальные, наклонные, слабонаклонные).

- ГЕТ - (горизонтальная, естественно-действующая, трубчатая), состоит из размещенных под теплоизоляцией горизонтальных охлаждающих и соединительных труб, конденсаторного блока, ускорителя циркуляции и гидрозатвора.

- ВЕТ - (вертикальная, естественно-действующая, трубчатая), состоит из вертикальных охлаждающих труб (ТОВ), соединительных труб, конденсаторного блока, ускорителя циркуляции и гидрозатвора. Системы ТК используют для термостабилизации свайных фундаментов в пространстве проветриваемого технического подполья, а также по периметру здания. Кроме того, наклонные модификации ТК могут охладить основания ширококорпусных зданий с полами по грунту.

Наиболее инновационным техническим решением являются системы ГЕТ и ВЕТ. Система ГЕТ позволяет приводить надежную термостабилизацию зданий с полами по грунту и с техподпольями шириной корпуса свыше 100 м.

Система ВЕТ – наиболее универсальное техническое решение, позволяющее термостабилизировать как вертикальные точечные объемы грунта, приуроченные к местам расположения свай и свайных фундаментов и контура здания, так и замораживать горизонтальные слои грунта, являющиеся основанием под нагружаемые полы. Системы ГЕТ и ВЕТ дают огромные экономические преимущества за счет значительного сокращения расходов строительных материалов, используемых для оснований и фундаментов, при возведении зданий и сооружений. Но самое главное преимущество систем ГЕТ и ВЕТ заключается в том, что их использование существенно позволяет увеличивать ширину зданий и сооружений в плане (более 100 м),

что в свою очередь приносит огромный экономический эффект за счет сокращения протяженности инженерных сетей. Одним из путей снижения затрат на строительство и эксплуатацию сооружений на ММП является строительство зданий и сооружений с полами по грунту, применение укрупненных и сблокированных зданий с использованием горизонтальных трубчатых сезоннодействующих систем (ГЕТ). В докладе показаны здания и сооружения УКПГ Самбургского месторождения, где все здания и сооружения построены с применением полов по грунту и систем ГЕТ. Это позволило на 40 % сократить стоимость работ и построить объекты за 1 год. Горизонтальные естественно действующие трубчатые системы замораживания грунтов основания ГЕТ впервые были применены на объектах Сандибинского и Уренгойского месторождений. Система представляет собой герметично выполненное теплопередающее устройство, не требующее затрат электроэнергии, автоматически действующее в зимнее время за счет силы тяжести и положительной разницы температур между грунтом и наружным воздухом.

Система ГЕТ состоит из двух основных элементов:

- охлаждающих труб – размещенной в основании сооружения испарительной части, служащей для циркуляции теплоносителя и замораживания грунта;
- конденсаторного блока, расположенного над поверхностью грунта, соединенного с испарительной частью и предназначенного для конденсации паров теплоносителя и перекачки его по системе за счет естественной конвекции и силы тяжести. Хладагент системы – аммиак.

Первые годы эксплуатации системы показали, что бывают случаи, когда замораживание основания грунта под фундамент должно произойти быстрее на начальном этапе строительства и эксплуатации объекта, когда необходимо обеспечить сразу проектную несущую способность основания.

Для решения этой задачи была разработана вертикальная естественно действующая трубчатая система **ВЕТ** с вертикальными ответвлениями вглубь (ТОВы), способными доставлять холод на глубину до 12 - 15 м. Массовое внедрение систем ГЕТ и ВЕТ пришлось на обустройство Южно-Русского, Самбургского, Верхнечонского, Ванкорского, Бованенковского, Ныдинского и Южно-Хыльчуйского месторождений. Другое инженерное решение - **индивидуальные термостабилизаторы** - предназначены для замораживания талых и охлаждения пластичномерзлых грунтов под зданиями с проветриваемым подпольем и без него, эстакадами трубопроводов и другими сооружениями с целью повышения их несущей способности и предупреждения выпучивания свай. Эти устройства представляют собой индивидуальную однотрубную конструкцию с цельнометаллическим корпусом, заправленную хладагентом - углекислотой или аммиаком. Общая длина термостабилизатора - от 10 до 23 м.

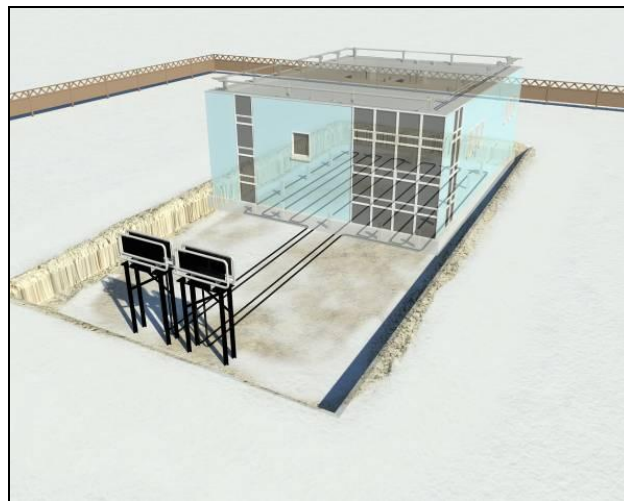


Рис. 3. Система ГЕТ включает размещенные под теплоизоляцией горизонтальные охлаждающие и соединительные трубы (подземная часть) и конденсаторный блок (наземная часть)



Рис.4. Термостабилизация системами ГЕТ в основании производственного корпуса (116,2 х 66 м) на Ванкорском нефтяном месторождении

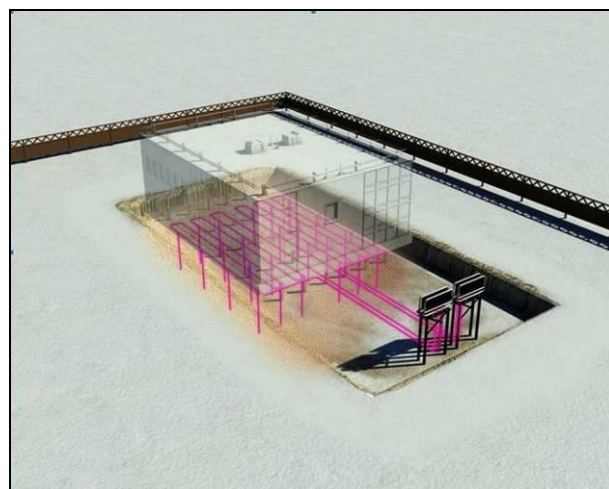


Рис. 5. Система ВЕТ включает вертикальные охлаждающие (ТОВы) и соединительные трубы (подземная часть) и конденсаторный блок (наземная часть)



Рис. 6. Термостабилизация системами ВЕТ в основании производственного корпуса на Бованенковском нефтегазоконденсатном месторождении

Высота наземной конденсаторной части с алюминиевым оребрением - до 3 м, испарительная часть термостабилизатора находится в грунте. Данное техническое решение оказалось незаменимым при строительстве нефтепровода Ванкор - Пурпе протяженностью 548 км. Трасса нефтепровода пересекает несколько ландшафтных зон, на которых встречаются все виды грунтов, скованных вечной мерзлотой. Это подземные льды и бугры пучения - ледяные ядра, которые поднимают над собой целые холмы с почвой, дерном и кустарниками. Все это вызвало большие трудности при проектировании и строительстве объекта. В целом 238 км нефтепровода - в северной его части - проложили поверху, а 310 км в южной части пришлось увести под землю. Для надземной части НПО «Фундаментстройаркос» спроектировало специальные конструкции опор с термостабилизаторами в сваях. Всего для северного участка их было установлено 38 тыс. шт., для подземной южной части - более 28 тыс. шт.

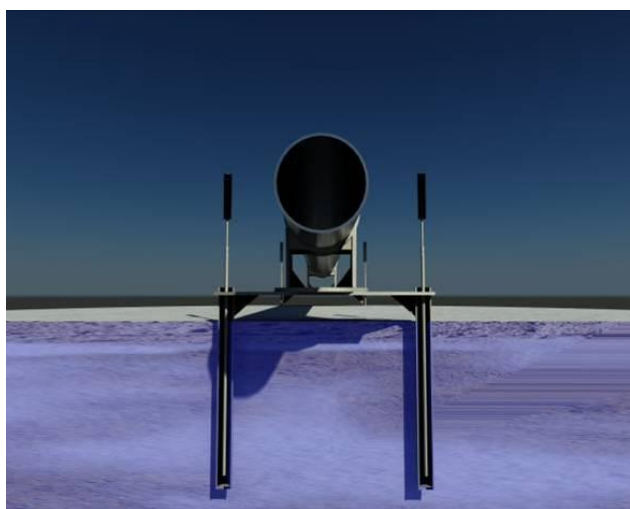


Рис. 7. Индивидуальные термостабилизаторы, установленные совместно со сваями



Рис. 8. Нефтепровод Ванкор - Пурпе

Кроме объектов нефтяной и газовой промышленности разработки «ФундаментСтройАркос» были опробованы при строительстве фабрики по переработке руд драгоценных металлов в Хакандже (Магаданская область) и на плотинах Якутии - Иреляхской (на реке Лиендокит) и на хвостохранилище Нюрбинского ГОКа. Специально для этих объектов было разработано несколько конструкций **глубинных СОУ**. Так, например, для плотины на реке Лиендокит было сконструировано коллекторное СОУ. Оно с помощью коллектора соединено с аппаратом воздушного охлаждения, в котором обдув оребренных труб производится при помощи вентиляторов. Принудительный обдув воздухом оребренных труб позволяет в самые морозные безветренные периоды (которые характерны для Якутии) значительно увеличить теплообмен и получить температуру замораживающих труб практически равную температуре наружного воздуха. Такая система предназначена для интенсивного первоначального промораживания и дальнейшего экономичного поддержания полученной мерзлой зоны грунта.



Рис. 9. Плотина на реке Лиендокит. Нюрбинский ГОК АК «Алроса»



Рис. 10. Плотина на реке Лиендокит. Глубинное коллекторное СОУ

Основные технико-экономические показатели, демонстрирующие преимущества новых технических решений представлены в таблице 1.

Таблица 1. Техничко-экономические показатели, демонстрирующие преимущества новых технических решений.

Наименование объекта	Стоимость строительства основания		Сумма снижения затрат
	Проветриваемое подполье	Полы по грунту с устройством систем «ГЕТ»	
Самбургское ГKM: Производственный корпус 18х105 м. поездепо 30х42 м	105,3	80,1	25,2
Экономический эффект составляет 24%			
Хаканджинское ЗСМ: Золотоизвлекательная фабрика (главный корпус 110х48 м, корпус самоизмельчения 19х26 м, 7PBC-1000)	296,2	203,3	92,9
Экономический эффект составляет 31%			
Харасавэйское ГKM: Теплая стоянка 54х72 м	132,8	93,7	35,5
Экономический эффект составляет 27%			

Все построенные объекты постоянно контролируются и обследуются, кроме того, ведется непрерывный геокриологический мониторинг, а термограммы, полученные по результатам многолетнего геокриологического мониторинга, позволяющие судить о достаточно хорошей корреляции расчетных, прогнозных и фактических значений температур грунта оснований и о

стабильном снижении температур грунта от года к году с явно выраженным отрицательным трендом. Результаты анализа и проведенных исследований широко и повсеместно используются при проектировании и строительстве объектов на вечной мерзлоте с использованием систем температурной стабилизации грунтов оснований.



Мониторинг геокриологических условий южнотундровых ландшафтов Европейского Севера и Западной Сибири

Д.С.Дроздов

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия

Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ–РГГРУ), Москва, Россия

Г.В.Малкова, Н.Г.Украинцева, Ю.В.Коростелев

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия

Реферат

Геокриологические характеристики, среди которых одной из основных является тепловое состояние мёрзлых горных пород в деятельном слое и в слое годовых теплооборотов, подчиняются широтной и высотной зональности, которая в целом контролируется современным климатом, его пространственной и временной изменчивостью. Рассматриваются результаты геокриологического мониторинга на двух стационарах, расположенных в южной тундре в зоне сплошной мерзлоты на Европейском севере и в Западной Сибири. Показана роль климатических, ландшафтных, литологических и геоморфологических факторов, влияющих на формирование глубины сезонного протаивания и температуру пород.

Ключевые Слова: Температура многолетнемерзлых пород (ММП), сезонноталый слой (СТС), южная тундра, геокриологический мониторинг, климатические изменения

Введение

Тепловой режим многолетнемерзлых пород (ММП) является основным показателем геологической среды при ведении мониторинга криолитозоны [Павлов, 2008]. Температурный режим верхних горизонтов ММП характеризуется их среднегодовой температурой и глубиной сезонного оттаивания [Методические рекомендации по прогнозу..., 1981]. Эти характеристики во многом определяют устойчивость ММП к различным природным и техногенным изменениям. Пространственная и временная изменчивость этих характеристик в целом контролируется широтной и высотной зональностью и одновременно зависит от множества местных факторов. Однотипные ландшафты более суровы в восточном направлении.

Для сравнительного анализа результатов температурного режима ММП были выбраны два геокриологических стационара, расположенных в важных регионах нефтегазодобычи: на Европейском Севере – стационар Болванский (в устье Печоры близ Варандея) и в Западной Сибири – стационар Уренгойский (близ газового промысла УКПГ-15 в северной части Уренгойского месторождения). Оба они расположены в южной тундре, в области сплошного распространения ММП (рис.1) и характеризуют фоновые, ненарушенные геокриологические условия, поскольку расположены на удалении от инженерных сооружений. Стационары входят в единую базу международных проектов: Термическое состояние мерзлоты (Thermal state of permafrost, TSP) и Циркумполярный мониторинг деятельного слоя (Circumpolar Active Layer Monitoring, CALM).

На стационаре Болванский мониторинг температурного режима в скважинах проводится уже двадцать восемь лет (1983–2011 гг.), а мониторинг сезонного оттаивания на специально оборудованной площадке CALM – с 1999 г. [Малкова, 2010]. На

стационаре Уренгойский наблюдения в скважинах ведутся с 1975 г, а оттаивание изучается на площадке CALM всего шесть лет, с 2006 г. [Дроздов и др. 2010]. Сопоставление полученных результатов позволяет оценить современные тенденции развития ММП этих северных регионов, территориально удаленных, но имеющих близкие природные, геологические и геокриологические условия.



Рис.1. Расположение геокриологических стационаров Болванский и Уренгойский. Характер распространения ММП: 1 – сплошное; 2 – прерывистое; 3 – островное

Общая характеристика регионов

Для севера России характерны циклические изменения среднегодовой температуры воздуха, практически синхронные для различных метеостанций. На рис.2 приведены графики среднегодовой, среднелетней и среднезимней температуры воздуха для двух метеопунктов – Болванский (в пределах одноименного стационара) и Тазовский (ближайший к стационару Уренгойский).

Климатическая норма (среднее значение за 1961–1990 гг.) среднегодовой температуры воздуха (T_v) для метеостанции Болванский составляет $-4,7^{\circ}\text{C}$, а в среднем за последнее десятилетие повысилась до $-3,1^{\circ}\text{C}$. Для метеостанции Тазовский климатическая

норма практически в два раза ниже и составляет $-9,2^{\circ}\text{C}$, но в среднем за последнее десятилетие также сильно повысилась до $-7,7^{\circ}\text{C}$. Имеющиеся различия среднегодовой $T_{\text{в}}$ целиком обусловлены отличием среднесезонных температур, так как среднесезонная температура воздуха для обеих метеостанций достаточно близка (около $+10^{\circ}\text{C}$). Сумма положительных температур для данных метеопунктов (а также и для рассматриваемых стационаров) составляет $30...35^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес}$, что определяет их местоположение в подзоне южной тундры.

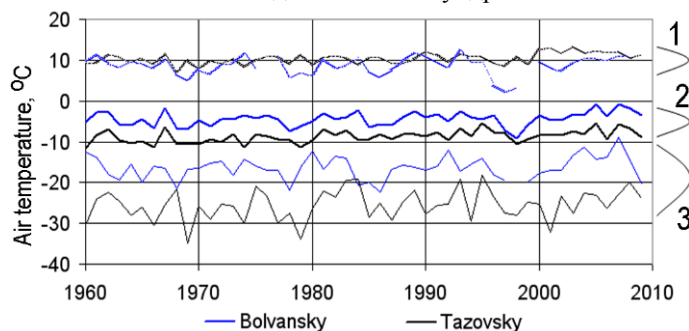


Рис.2. Межгодовая изменчивость температуры воздуха на метеостанциях Мыс Болванский и Тазовское

1 – среднелетняя; 2 – среднегодовая; 3 – среднезимняя

Важный фактор теплового баланса поверхности – высота снежного покрова. В условиях тундры главная роль в формировании снегоотложений принадлежит ветру, поэтому на вершинах и на наветренных бровках холмов толщина снега минимальна (10...20 см), а в понижениях рельефа и у подножия склонов может достигать 1,5...2 м. Плотность снега изменяется в течение зимнего периода от 0,19 до $0,39\text{ г/см}^3$ и составляет в среднем в разные годы $0,25...0,28\text{ г/см}^3$. Такие характеристики снежного покрова определяют его высокий теплоизолирующий эффект и существенное влияние на формирование температурного поля, амплитуду колебания температуры и глубину яруса годовых теплооборотов мерзлых толщ.

Стационар Болванский расположен на южном берегу Печорской губы в подзоне южной тундры (Большеземельская тундра Европейской части России), в пределах ледово-морской равнины с абсолютными отметками 20...50 м. Рельеф поверхности – холмисто-увалистый, расчлененный ложбинами, котловинами озер и хасыреев. Территория относится к области сплошного распространения ММП, несквозные талики встречаются под днищами логов, хасыреев и озер. ММП имеют высокую льдистость (суммарная влажность суглинков до 56%). Поверхностные отложения представлены верхнечетвертичными прибрежно-морскими супесями и суглинками с включениями гальки, которые на глубинах 10...15 м подстилаются среднечетвертичными ледово-морскими валунными суглинками. В верховьях логов, в седловинах холмов, в днищах спущенных озерных котловин с поверхности залегает торф мощностью от 1 до 5...7 м, здесь же встречаются мощные жилы льда.

Уренгойский стационар (УКПГ-15) расположен на юге Тазовского полуострова на левобережье р.

Хадуттэ в пределах III морской равнины с абсолютными отметками 30...40 м. Рельеф равнины пологохолмистый, расчленен древовидной сетью ложбин и логов. Озера и хасыреи, характерные для стационара Болванский, здесь редки. Поверхностные отложения представлены верхнечетвертичными пылеватými суглинками с прослоями и линзами песков. Минеральные породы нередко перекрыты торфом мощностью до 1...2 м. Сильнольдистые ММП (суммарная влажность суглинков – до 60%, песков – 21...28%) имеют сплошное распространение, несквозные талики и участки пониженной кровли ММП практически отсутствуют. Для обоих стационаров характерен очень близкий гранулометрический состав поверхностных отложений, что свидетельствует об их генетическом единстве. Большое количество пылеватой фракции во всех разновидностях горных пород – результат интенсивного морозного выветривания деятельного слоя (рис.3).

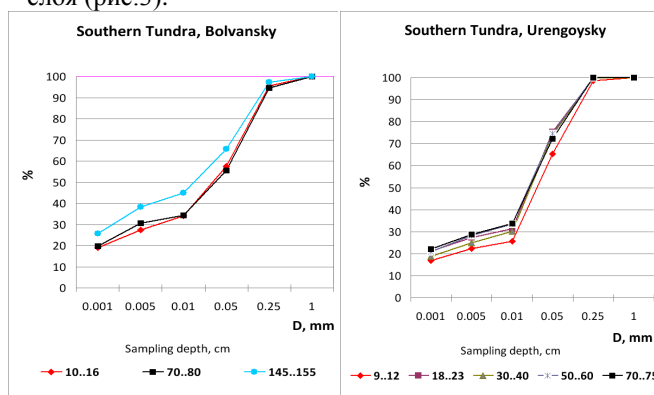


Рис.3. Гранулометрический состав поверхностных отложений стационаров Болванский и Уренгойский

На стационарах Болванский и Уренгойский проведена типизация природных геосистем локального уровня (в ранге фаций) и построены крупномасштабные (1:5 000) карты-схемы природных геосистем площадок CALM (рис. 4 и 5). Согласно ландшафтно-индикационной (геосистемной) концепции такие карты можно использовать в качестве базовой основы для оценки локальной неоднородности литологического состава, влажности и глубины протаивания пород и построения картографических моделей локального уровня.

Фациальная структура площадок очень близка: на дренированной слабовыпуклой вершине увала преобладают фации бугорковых тундр, нередко – с пятнами-медальонами, а на склонах – кустарниковые тундры (ерники, ивняки). В пределах площадок прослеживаются старые полосы проезда вездеходов, а на площадке УКПГ-15 – локальная свежая гарь.

Мониторинг глубины сезонного протаивания

Сезонное протаивание горных пород – локальная геокриологическая характеристика (геокриологический показатель локального уровня). Для изучения протаивания выбирается однородный участок, где организуется площадка CALM размером 100x100 м с сеткой пикетов через 10 м (121 пикет).

Измерение глубины протаивания проводится на каждом пикете с помощью металлического шупа ежегодно в конце теплого сезона, а в отдельные годы – несколько раз за лето. Выполняется также нивелировка поверхности, описание и опробование пород и почвенно-растительного покрова. Оценка

пространственно-временной изменчивости количественных характеристик СТС в соответствии с программой CALM производится с использованием метода линейной интерполяции (или метод Kriging) в графической программе Surfer.

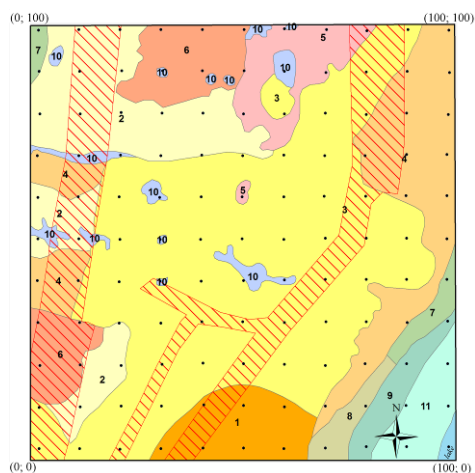


Рис. 4. Фациальная структура площадки CALM Болванский (автор Ю.Н.Бочкарев с дополнениями Н.Г.Украинцевой)



фации тундр (1-6): 1 – ровные лишайниковые; 2 – бугорковатые кустарничково-травяно-мохово-лишайниковые; 3 – бугорковатые кустарничково-лишайниковые; 4 – бугорковато-кочковатые багульниково-лишайниковые; 5 – пятнистые ивняково-мохово-лишайниковые; 6 – пятнистые кустарничково-травяно-мохово-лишайниковые; 7 – склоны ивняковые; 8 – склоны ивняково-ерниковые; 9 – ложбины заболоченные ивняково-ерниковые; 10 – микрозападины заболоченные багульниково-пушицево-лишайниковые; 11 – травяно-моховые болота; 12 – бугорки и валики, с ивняками и ерниками; 13 – старые колеи вездеходов; 14 – новая гарь; 15 – узлы сетки

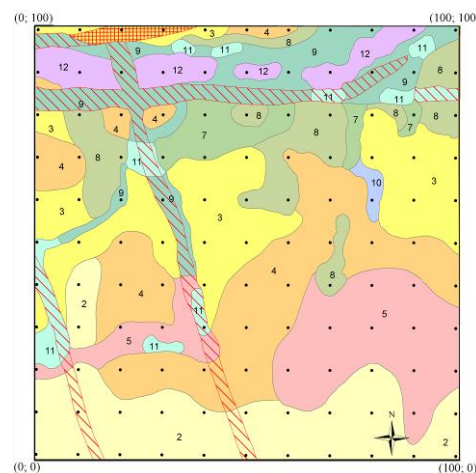


Рис.5. Фациальная структура Уренгойской (УКПГ-15) площадки CALM (автор Н.Г. Украинцева)

Условные обозначения к рис. 4 и 5:

На наш взгляд, принятый в проекте CALM континуальный способ пространственного показа данных (в виде изолиний) не вполне оправдан. И мощность торфа, и глубина протаивания изменяются дискретно – в природных геосистемах локального уровня в соответствии со сменой форм микро- и нанорельефа, увлажнения, мозаикой растительного покрова. Мы считаем целесообразным использовать в виде контурной основы карту фациальной структуры площадок.

На стационаре Болванский площадка CALM расположена на вершине пологого увала, сложенного суглинками в типичных ландшафтных условиях. Мощность торфа в пределах площадки изменяется от 1 до 22 см, а в среднем составляет 5 см (рис.6).

Наибольшее влияние на величину глубины протаивания оказывает литологический состав сезонноталого слоя и характер растительного покрова. Наименьшие глубины протаивания (до 60 см) наблюдаются на участках заболоченных микрозападин с максимальной мощностью торфа и кустарничково-мохово-лишайниковыми ассоциациями (фация №10). Глубины 60...100 см характерны для бугорковатых кустарничково-травяных мохово-лишайниковых и багульниково-лишайниковых фаций (№ 2, 4). Максимальные глубины протаивания (100...140 см) отмечены на участках развития бугорковатых кустарничково-

лишайниковых фаций (№ 3) и фаций с пятнисто-медальонным микрорельефом (фации 5, 6) (см. рис. 4 и 7). Изменчивость глубины протаивания в различных ландшафтных условиях в разные годы за период с 1999 по 2010 гг. не превышала 15%.

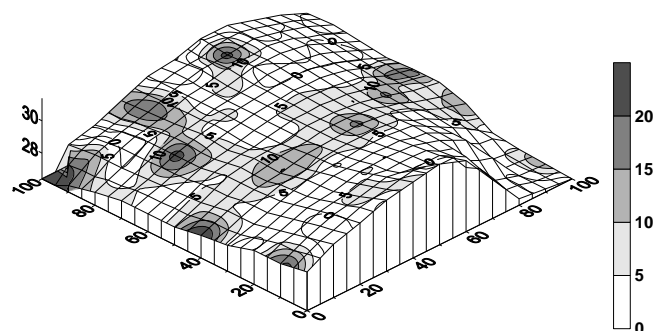


Рис.6. Мощность торфа на площадке Болванский (в среднем 5 см)

В ЮВ секторе площадки в краевой закустаренной части озерной котловины был обнаружен несквозной талик. В этой котловине формируется мощный снежный покров, препятствующий зимнему охлаждению пород. По данным сейсмических наблюдений кровля ММП залегает на глубине 3,5...4 м. Здесь мы наблюдаем очевидный результат влияния мезорельефа (помимо растительности и

микрорельефа) на глубину протаивания и положение кровли ММП.

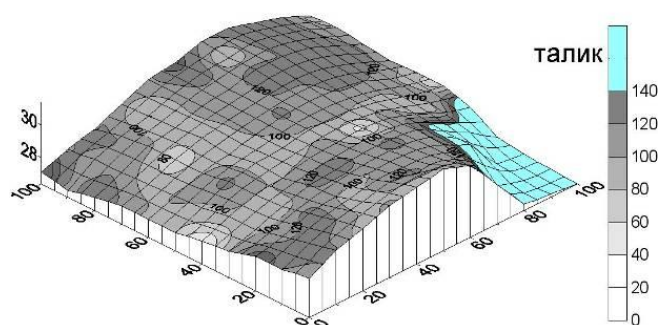


Рис.7. Глубина протаивания пород на площадке Болванский (в среднем на каждом пикете сетки за период 1999-2010 гг.)

Межгодовая изменчивость **средней** для всей площадки глубины протаивания показана на рис.8. Наименьшая глубина протаивания (90 см) наблюдалась в 1999 г., затем она постепенно увеличивалась до 120...130 см, линейный тренд глубины протаивания с 1999 по 2011 гг. составляет 1,5 см/год. Но если привлечь результаты наблюдений на той же площадке в 80-90-е годы XX века, когда наблюдалось относительное потепление в летний период (см. рис. 2), то тенденция к увеличению глубины протаивания на площадке утрачивается (коэффициент линейного тренда 0,07 см/год). Следует отметить, что межгодовые колебания глубины протаивания имеют наиболее тесную корреляцию с летними климатическими факторами и практически не зависят от зимних [Малкова, 2005]. Наибольшее влияние на глубину протаивания оказывает индекс протаивания (DDT – degree days temperature) [Вечная мерзлота и освоение..., 2002; Павлов, 2008].

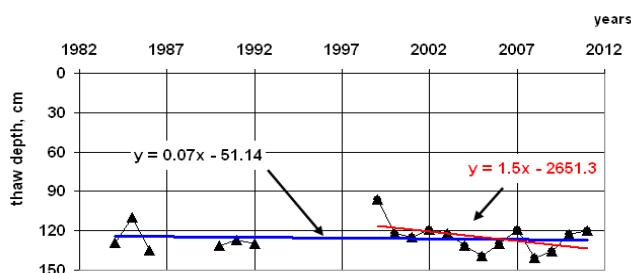


Рис.8. Изменение средней глубины протаивания на площадке Болванский

Площадка CALM УКПГ-15 Уренгойского стационара находится на пологой наклонной к северу вершине холма, занятой травяно-кустарничковой мохово-лишайниковой тундрой с редкими пятнами-медальонами. Мощность торфа варьирует от 4 до 10 см (в среднем 7 см) и в целом обратно пропорциональна глубине протаивания (рис.9 и 10).

На стационаре Уренгойский создана серия дискретных картографических моделей, демонстрирующая пространственное варьирование мощности СТС и его четкую связь с фациальной структурой геосистем [Украинцева и др., 2011].

На площадке УКПГ-15 доминирующие геосистемы – травяно-кустарничковые мохово-лишайниковые и лишайниковые тундры (фации №2-5) –

характеризуется максимальным протаиванием 75...96 см (рис.5 и 11). В водосборных понижениях и заболоченных кустарничковых ложбинах (фации № 7-12) протаивание уменьшается (60...78 см). Техногенез – слабовыраженные старые тракторные колеи – увеличивает СТС в 1,5...2 раза, особенно в местах сосредоточения поверхностного стока.

Площадки CALM стационаров Болванский и Уренгойский очень близки по внешнему облику, по литологическому составу и мощности СТС. Сходство среднелетних температур воздуха на ближайших к стационарам метеостанциях (см. рис.2) еще раз доказывает преимущественное влияние климатических показателей теплого сезона года на локальные геокриологические характеристики и особенности их пространственного распределения.

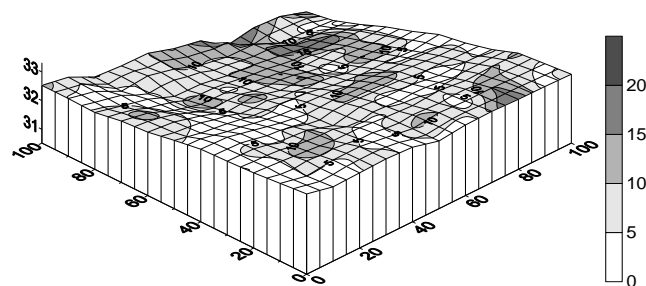


Рис. 9. Мощность торфа на площадке УКПГ-15 (в среднем 7 см)

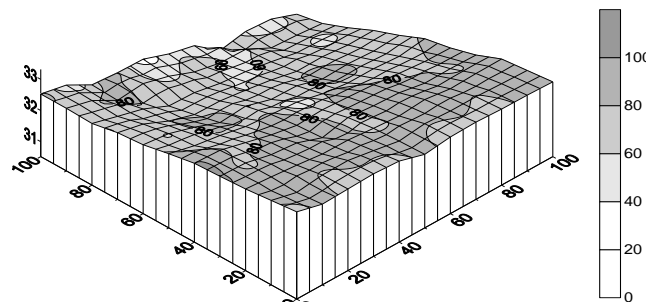


Рис. 10. Глубина протаивания пород на площадке УКПГ-15 (в среднем на каждом пикете сетки за период 2006-2010 гг.)

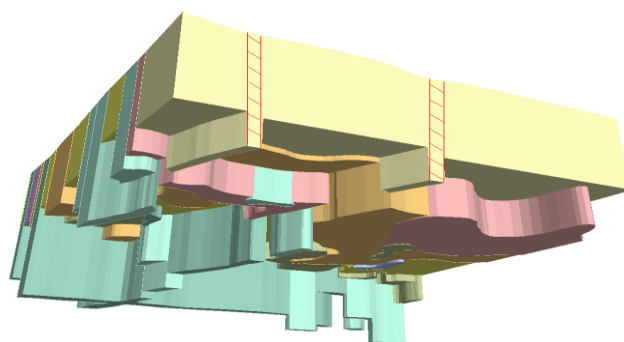


Рис. 11. Осреднённая для фаций глубина СТС на Уренгойской (УКПГ-15) площадке CALM. Узкие вертикальные полосы аномального протаивания соответствуют линейному техногенезу (усл. обозн. – см. рис. 4)

Измеряя только глубину протаивания, нельзя уверенно ответить, насколько устойчивыми являются мерзлые породы на данном участке в условиях современного климатического потепления, начинает

ли деградировать мерзлота. Более информативным является изучение динамики температуры верхних горизонтов пород.

Температурный режим пород

На стационаре Болванский на Европейском Севере мониторинг температуры ММП начался с 1983 г. Ландшафтные отличия чётко проявляются в дифференциации температуры ММП и ее динамике. Наибольшие тренды повышения среднегодовой температуры ММП T_n характерны для участков дренированных тундр, сложенных самыми низкотемпературными для данного стационара породами (T_n $-2,0...-2,3^\circ\text{C}$). К 2011 г. температура ММП в данных ландшафтных условиях повысилась на $0,5...0,8^\circ\text{C}$, и средний многолетний тренд T_n составляет $0,03^\circ\text{C}/\text{год}$ (скважина 59, рис.12). На полигональных торфяниках (T_n $-1,6^\circ\text{C}$) суммарное повышение температуры грунтов несколько меньше – $0,6^\circ\text{C}$ при тренде $0,02^\circ\text{C}/\text{год}$ (скважина 55, рис.12). Наименее чувствительными к климатическим колебаниям оказываются эродированные бровки и останцы, сложенные высокотемпературными ММП (T_n $-1,0...-1,2^\circ\text{C}$), где повышение T_n составило всего $0,2...0,5^\circ\text{C}$, тренд температуры грунтов $0,01^\circ\text{C}/\text{год}$ (скважина 51, рис.12)

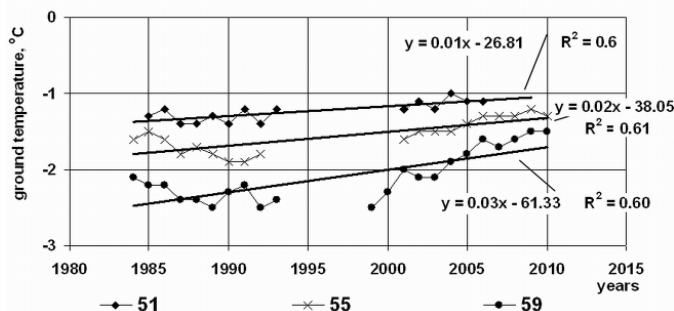


Рис. 12. Временная изменчивость среднегодовой температуры пород в различных ландшафтных условиях на стационаре Болванский: скв. 59 – типичная тундра; скв. 55 – деградирующий полигональный торфяник; скв. 51 – дренированная тундра на бровке озера

За соответствующий период наблюдений многолетний тренд температуры воздуха T_v составлял $0,07^\circ\text{C}/\text{год}$ (рис.13), т.е. в 2...7 раз больше, чем потепление ММП.

Наиболее чутко на происходящие климатические изменения реагирует температура СТС. Многолетние наблюдения за температурой деятельного слоя проводились в скважине 59а, расположенной в центре площадки CALM, в типичных для данного района ландшафтных условиях. Среднегодовая температура деятельного слоя колебалась с 1983 по 2010 гг. от $-3,5$ до $-0,4^\circ\text{C}$. Изменения температуры СТС в целом повторяют ход изменения среднегодовой T_v , хотя с меньшей амплитудой (см.рис.13).

В разные годы среднегодовая температура пород СТС составляла $-2...-3^\circ\text{C}$, что соответствует длительно устойчивому типу протаивания. Но с 2001 г. наметилась тенденции к ее повышению. До 2007 г. температура СТС оставалась в интервале $-1...-2^\circ\text{C}$, что соответствовало полупереходному типу

протаивания. За счет аномально теплой и снежной зимы 2007/2008 гг. среднегодовая температура пород СТС еще больше повысилась до $-0,4^\circ\text{C}$ и стала опасно приближаться к 0°C (переходный тип протаивания). Создались реальные предпосылки для отрыва кровли мерзлоты. Но в 2009 г. температура воздуха оказалась в пределах климатической нормы ($-3,6^\circ\text{C}$), среднегодовая температура пород СТС в 2010 г. опять заметно снизилась и составила $-1,7^\circ\text{C}$. Холодная зима 2010/2011 гг. и прохладное лето 2011 г. еще более стабилизировало температурный режим на площадке.

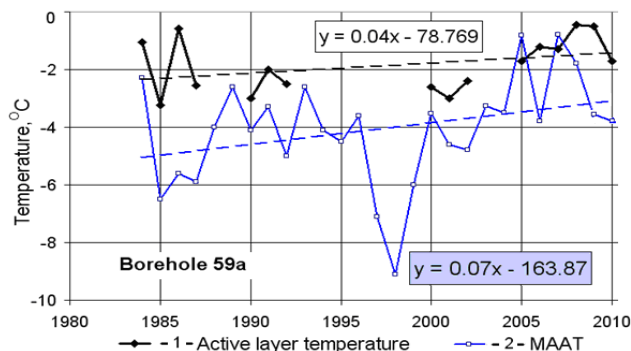


Рис. 13. Динамика среднегодовой температуры пород на подошве деятельного слоя (1) и среднегодовая температура воздуха (2) на площадке CALM геокриологического стационара Болванский за 28 лет

На стационаре Уренгойский (УКПГ-15) на севере Западной Сибири наблюдения за температурой ММП ведутся с 1974 г. с двумя существенными перерывами (рис.14).

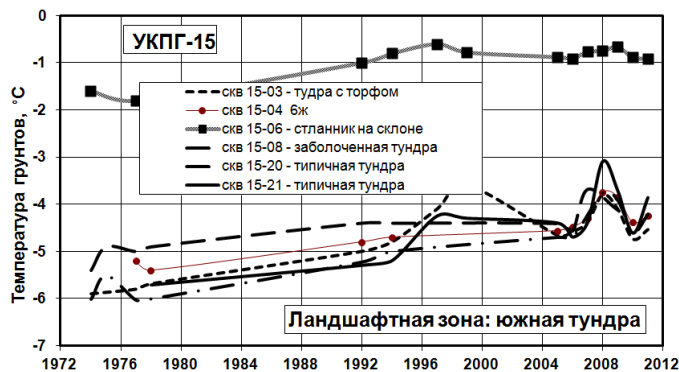


Рис. 14. Типичное изменение среднегодовой температуры ММП в пределах тундровых ландшафтов и на азональных ольховниковых склонах (скв. 15-06) геокриологического стационара Уренгойский (УКПГ-15)

Здесь дренированные и заболоченные водораздельные тундры близки по температурным условиям заторфованным кочкарникам I надпойменной террасы р. Хадутэ близки по температурным условиям: в 1974 г. T_n составляла $-5,5...-6^\circ\text{C}$, а в 2010/2011 гг. T_n достигла $-4,2...-4,7^\circ\text{C}$, т.е. повышение T_n составило $\sim 1,5^\circ\text{C}$. Годовой тренд T_n $\sim 0,04^\circ\text{C}/\text{год}$ при тренде температур воздуха $\sim 0,06^\circ\text{C}/\text{год}$ [Васильев и др., 2008]. Аномальный всплеск температуры воздуха в 2007-2009 гг. позволял предположить ещё большие темпы роста T_n [Дроздов и др., 2010]. Исключение представляет только редкая геосистема крутого склона южной экспозиции III морской террасы,

занятого густым высокоствольным мохово-разнотравным ольховником. Температура ММП здесь изначально была гораздо выше окружающих пространств ($T_{\text{н}} -1,7^{\circ}\text{C}$ в 1974 г.), а общее повышение температур за счет буферной роли кустарников оказалось заметно ниже (менее 1°C).

Примечательно, что тенденция к прекращению роста температуры ММП вслед за температурой воздуха проявилась здесь много раньше, чем на Европейском Севере – в последней декаде XX века. Тогда достигались условия, благоприятные для продвижения на север более южных растительных форм – появился подрост лиственницы в южной тундре, но в начале 2000-х после нескольких суровых зим эти условия исчезли [Дроздов и др., 2010].

Выводы

Стационары Болванский и Уренгойский имеют сходные геологические, геоморфологические и ландшафтные условия. Из климатических факторов, влияющих на формирование температурного режима и глубину сезонного протаивания ММП, на обоих стационарах сходны среднелетние температуры воздуха и условия снегонакопления. Среднегодовая температура воздуха на севере Западной Сибири оказывается ниже на 5°C , чем на Европейском Севере, что достигается за счет более суровых условий в зимний период.

Глубина протаивания пород контролируются, прежде всего, среднелетними температурами воздуха и оказывается сходной на обоих стационарах. Результаты мониторинга свидетельствуют об увеличении глубины протаивания на дренированных участках южной тундры в последние 10-12 лет, но по сравнению с 80-ми годами XX века эта тенденция не подтверждается.

Низкие среднегодовые и среднезимние температуры воздуха в Западной Сибири определяют достаточно суровые геофизиологические условия в тундровых ландшафтах с температурами ММП $-4...-5^{\circ}\text{C}$, в то время как на Европейском Севере они попадают в интервал $-1...-2^{\circ}\text{C}$.

В последние 30 лет для рассмотренных регионов характерен высокий тренд климатического потепления, равный $0,06...0,07^{\circ}\text{C}/\text{год}$. При этом в Западной Сибири к концу 1990-х приурочен некий тепловой максимум, маркированный появлением и последующим исчезновением древесной растительности на южнотундровых ландшафтах.

Общим в реакции криолитозоны на потепление климата является то, что наибольшие темпы повышения среднегодовой температуры ММП двух регионов характерны для низкотемпературных ландшафтов, а наименьшие – для высокотемпературных.

На Европейском Севере тренды температуры горных пород в естественных ландшафтных условиях в 2...7 раз меньше трендов температуры воздуха, в то время как в Западной Сибири лишь в 1,5...2,5 раза.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 08-05-00421а, 08-05-00872а, 09-05-10030к, 10-05-10027к, 11-05-00544а, 11-05-00084к, интеграционных программ Президиума СО РАН; международных проектов Thermal State of Permafrost (TSP) Университета Аляски (Фербенкс, США) и Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) – гранты NSF OPP-9732051, OPP-0225603, а также при организационной помощи ООО «Газпром добыча Уренгой» и природного заповедника «Ненецкий».

Литература

- Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемёрзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли, 2008, Т. XII, № 2, с. 10-18.
- Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов. – М.: ГЕОС, 2002. – 400 с.
- Дроздов Д.С., Украинцева Н.Г., Царев А.М., Чекрыгина С.Н. Изменения температурного поля мерзлых пород и состояния геосистем на территории Уренгойского месторождения за последние 35 лет (1974-2008 годы) // Криосфера Земли, 2010, Т. XIV, №1, с. 22-31.
- Малкова Г.В. Воздействие климатических изменений на сезонное протаивание (по результатам мониторинга на площадке CALM "Болванский") // Приоритетные направления в изучении криосферы Земли: Тезисы. – Пушино. 25-28 мая 2005 г., с. 122-123.
- Малкова Г.В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский // Криосфера Земли, 2010, Т. XIV, №3, с. 3-15
- Методические рекомендации по прогнозу развития криогенных физико-геологических процессов в осваиваемых районах Крайнего Севера / Под ред. С.Е.Гречищева. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1981. – 78 с.
- Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. – Новосибирск: Изд-во "ТЕО", 2008. – 229 с
- Украинцева Н.Г., Дроздов Д.С., Попов К.А., Матышак Г.В., Царев А.М. Мониторинг состояния мерзлоты, сезонно-талого слоя и природных геосистем в лесотундре и южной тундре Западной Сибири // Мат. 4 конф. геофизиологов России, МГУ: т.2, ч.6: Динамич. геофизиология. – М.: Университетская книга, 2011, с.334-341.

Характерные черты формирования почвенного профиля криоземов Западной Якутии

А.Г. Дягилева

ФГАОУ Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова

Научно-исследовательский институт прикладной экологии Севера

г. Якутск, Россия

Реферат

Одним из специфических особенностей процесса почвообразования в криолитозоне, отличающей его, в том числе и от геологического (геохимическое выветривание), заключается в том, что в мерзлотных почвах миграция микроэлементов только в определенной степени регулируется живыми организмами, а в условиях сурового резко континентального климата Якутии преимущественно растениями. Наиболее важный фактор – это наличие мерзлотного горизонта в почвенном профиле, служащего водоупором и формирующего надмерзлотный геохимический барьер.

Ключевые Слова: Криоземы; «льдистая» мерзлота; «сухая» мерзлота; тиксотропный.

Краткая физико-географическая характеристика Якутии

Якутия расположена в северо-восточной части Сибири. Территория Якутии входит в пределы четырех географических зон: таёжных лесов (почти 80 % площади), тундры, лесотундры и арктической пустыни.

Климат Якутии суровый, резко-континентальный. Это подтверждается большой, нигде в мире не встречающейся, амплитудой средней температуры воздуха самого холодного и теплого месяцев, достигающей до 64,6°C. Годовая амплитуда максимальной и минимальной температуры воздуха превышает 101°C. По абсолютной величине минимальной температуры (в восточных горных системах – котловинах, впадинах и других понижениях до -70°C) и по суммарной продолжительности периода с отрицательной температурой (от 6,5 до 9 месяцев в год) республика не имеет аналогов в Северном полушарии.

Практически вся обширная территория Якутии охвачена многолетним промерзанием горных пород. Причем на большей ее части развита сплошная криолитозона, где мерзлые толщи прерываются лишь локальными сквозными таликами, существующими под руслами крупных рек и под акваториями больших по размерам озер. Средняя мощность мёрзлого слоя достигает 300–400 м, а в бассейне реки Вилюй – 1500 м: это максимальное промерзание горных пород на земном шаре.

В пределах Якутии очень разнообразен вертикальный разрез криолитозоны. В западных ее районах, например, криолитозона сложена двумя ярусами. Верхний составляют мерзлые (льдистые) породы, а нижний – охлажденные ниже 0°C отложения, содержащие минерализованные подземные воды с отрицательной температурой (криопэги). Мощность верхнего яруса составляет 300–350 м, а мощность нижнего – значительно больше до 600–900 м и более. В Западной Якутии отмечается наличие третьего (среднего) яруса, представленного

местами морозными породами без видимых включений льда и криопэгов. Преимущественно двухярусное строение имеет и субаквальная криолитозона, развитая в шельфовой прибрежной части арктических морей.

Формирование многолетнемерзлых толщ в северных районах Якутии началось преимущественно в плейстоцене (около 2 млн. лет назад). Постепенно многолетняя мерзлота распространилась на всю территорию республики. Образование многолетнемерзлых пород сопровождалось интенсивным развитием таких криогенных процессов как морозобойное растрескивание горных пород, повторно-жильное льдообразование, формирование полигонально-ячеистого рельефа, образование сезонных и многолетних бугров пучения и т.д. (Комплексный атлас, 2009).

Криоземы

Криоземы – группа почв зоны тундры и северной тайги, в которых ярко выражены явления криотурбации в почвенном профиле, приводящие к деформации генетических горизонтов. Эти почвы близко подстилаются льдистой многолетней мерзлотой, в них активно проявляется криогенный массообмен, обуславливающий гомогенность почвенного профиля, наличие органических веществ (твердых и в виде суспензии) во всей минеральной части профиля. Они имеют специфическую криогенную структуру (листоватую, пластинчатую). Для многих почв этой группы характерны тиксотропность, деформированность, надмерзлотное оглеение и поверхностная ненасыщенность. В этой группе выделяют следующие типы почв: Криоземы (К) глеевые, К. гомогенные (неоглеевые) и К. тиксотропные (Десяткин Р.В. и др., 2009)

Криоземы глеевые (здесь и далее типы почв приведены в соответствии классификации почв Еловской Л.Г., 1987) обычно приурочены к равнинным территориям. Здесь они формируются в условиях затрудненного дренажа (застойного увлажнения) на породах суглинистого и глинистого

механического состава (чаще на древнем аллювии) при постоянном присутствии в почвенном профиле мерзлотного льдистого горизонта на небольшой глубине. Профиль их состоит из влажной подстилки из опада хвои, листьев, лишайников и мхов. Горизонт рыхлый, побуревший, ниже расположен темно-бурый органо-генный горизонт небольшой мощности, оторфованный или торфянисто-перегнойный, затем следует минеральная часть, в той или иной степени оглеенная, причем большая степень оглеения отмечается в надмерзлотном горизонте. Эти почвы кислые или слабокислые, реже щелочные (на карбонатных породах). Органо-генные горизонты не насыщены основаниями и имеют высокую гидролитическую кислотность. В минеральных горизонтах она невысокая. Содержание органического вещества в органо-генных горизонтах значительное. Органическая масса представлена грубым гумусом (большой частью имеет перегнойный или гумусово-перегнойный характер). Гумус фульватный, очень подвижный, пропитывает почвенные частицы и иногда накапливается в надмерзлотном горизонте. Это наиболее распространенный тип почв в Северной и Северо-Западной Якутии.

Приводим описание морфологического строения профиля типичного криозема глеевого. Разрез заложен в лиственничном редколесье бассейна реки Колыма:

O/O2	0–10 см	Светло-бурый, моховой очес, переходящий к низу в слабо-разложившийся влажный лесной опад, пронизанный корнями растений. Переход заметный, граница ровная
A/T	10–18 см	Буровато-темно-серый, органо-генный, представленный средне- и сильно-разложившимися остатками растений, густо переплетен корнями растений (d до 1,5 см), мокрый. Переход резкий по окраске и корням, граница слабоволнистая.
Bg	18–34 см	Темно-серый с сизым оттенком, бесструктурный, уплотненный, мокрый (в нижней части течет), среднесуглинистый. Встречаются мелкие пятна органики (d до 3 мм). Залегают на льдистой мерзлоте.

Криоземы гомогенные (неоглеенные) – тип почвы гидроморфного неглеевого образования. Обычно приурочены к водоразделам и их склонам, развиваются под разреженными, угнетенными мохово-лишайниковыми лиственничниками и формируются на элювии и элюво-делювии разных пород. На поверхности криоземов гомогенных нередко хорошо выражен моховой покров в виде подушек сфагнового торфа или криогенный бугристый микрорельеф. В профиле сверху залегают подстилка значительной мощности (10–12 см) бурого или темно-бурого цвета из торфянистых неразложившихся остатков, которая подстилается

более темным органо-генным горизонтом с примесью минерального мелкозема. Ниже залегают минеральный горизонт однородного буровато-серого цвета до мерзлоты с явно заметными проявлениями криогенных процессов. Минеральный материал бесструктурный, перемешан с измельченными растительными остатками разной степени разложивности, пропитан буроватым гумусовым веществом, заканчивается льдистой мерзлотой. Максимальная глубина протаивания – 50–65 см. Весь почвенный профиль отличается относительно высоким содержанием гумуса. По составу гумус фульватный. Почвы имеют высокую емкость поглощения. В зависимости от подстилающих пород встречаются кислые ненасыщенные почвы, развитые на кислых породах, и насыщенные нейтральные или слабощелочные, развитые на основных и карбонатных породах. По гранулометрическому составу почвы часто среднесуглинистые, реже легкосуглинистые и супесчаные.

Приводим описание морфологического строения профиля типичного криозема гомогенного. Разрез заложен в лиственничном лесу бассейна реки Тунг:

O	0–4 см	Подстилка из опада листьев, хвои. Переход ясный, граница кармановидная.
АО	4–7(14) см	Темно-бурый, рыхлый, влажный, органо-генный. Мелкозем легкосуглинистый, мелкокомковатый. Переход ясный, граница волнистая.
Bsg	7(14)–35 см	Буровато-серый с обильными ржавыми пятнами, встречаются редкие включения гальки размером 1–3 см, сырой, среднесуглинистый, сверху порошистый, внизу плитчатый, пронизан корнями, от HCl не вскипает. Залегают на мало льдистой мерзлоте.

Криоземы тиксотропные обычно занимают выположенные водоразделы, пологие и покатые склоны и террасовидные поверхности. Развиты на элювиальных, делювиальных и моренных отложениях тяжелого механического состава под мохово-лишайниковыми лиственничными редколесьями с хорошо развитым подлеском (березка тощая, ива, багульник, голубика, брусника). Для них характерны выраженные криогенные формы микрорельефа – бугристо-западинные, полигонально-трещиноватые и др. Профиль их сходен с криоземами гомогенными. Отличаются большей влажностью и тиксотропностью. Криоземы тиксотропные характеризуются также кислой реакцией среды и очень высокой гидролитической кислотностью в верхнем грубогумусовом горизонте в связи с высоким содержанием в ней слабо-разложившегося органического вещества. В минеральной части профиля содержание органического вещества и гидролитическая кислотность резко снижаются. Аналогичный – резко убывающий характер распределения по профилю имеют и питательные элементы. Их количество в горизонте А очень

высокое, а в горизонте Всг – низкое. В сельском хозяйстве используются слабо, лишь в качестве оленьих пастбищ.

Приводим описание морфологического строения профиля типичного криозема тиксотропного. Разрез заложен в угнетенном лиственном лесу среднего течения реки Тюнг:

О	0–6 см	Живой, мокрый моховой очес. Нижняя часть представлена слабо разложившимися растительными остатками. Переход заметный, граница ровная.
АО	6–15 см	Темно-бурый, органогенный, мокрый, рыхлый, густо пронизан корнями. Переход ясный, граница ровная.
Всг	15–22 см	Светло-серый с сизоватым оттенком, мокрый, со стен сочится вода, тиксотропный, бесструктурный, песчаный. Почвенная яма мгновенно заплывала разжижающейся со стен песчаной массой и заполнялась ею. Залегает на льдистой мерзлоте.

Объекты и методы исследования

Изучения криоземов проведены на территории Накынского промышленного района, расположенного, по своим климатическим условиям, в Западной Якутии.

В ходе полевых наблюдений заложено 13 почвенных разрезов в пределах природных ландшафтов Ханья-Накынского междуречья. Из них восемь разрезов характеризуется «льдистой» мерзлотой и пять с «сухой» мерзлотой. Все почвенные разрезы заложены с шагом опробования 2х2 км, с морфологическим описанием и отбором проб по всем генетическим горизонтам.

Все образцы были высушены при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния и просеяны через сито ячейкой 1мм, после перенесены в бумажные пакетики.

В качестве аналитических работ рассмотрены следующие физико-химические параметры: кислотно-щелочные условия среды (рН), содержание подвижных форм микроэлементов (Cr, Ni, Co, Mn, Pb, Cd, Cu и As).

Кислотно-щелочные условия среды (рН) определяются потенциометрическим методом. Навеска почвы составляет 20г. и заливается дистиллированной водой в соотношении 1:2,5, тщательно перемешивается. Значения рН снимаются с помощью прибора рН-метр «АНИОН 4100».

Определение содержания подвижных форм микроэлементов производится методом атомно-абсорбционной спектроскопии на многоканальном газоанализаторе «МГА-915». Для этого 0,1грамм почвенного образца заливается 10мл 1Н HCl и в течении одного часа перемешивается на ротаторе. Суспензии фильтруются через фильтровальную бумагу (синяя лента). Далее фильтрат отправляется на анализ на приборе «МГА 915» с автоматической сменой образцов.

Для прослеживания поведения микроэлементов в криоземах построена усредненная модель содержания микроэлементов с присутствием «льдистой» и «сухой» мерзлоты в почвенном профиле. Приняты следующие усредненные глубины моделей почвенного профиля: 0 – 10(15); 10(15) – 45(50) и 45(50) – \perp (\perp), по которым построены соответствующие диаграммы.

Результаты и обсуждения

Значения рН в криоземах с «льдистой» и «сухой» мерзлотой в почвенном профиле закономерно увеличивается от слабокислой до нейтральной (5,3 – 6,9) (рис. 1).

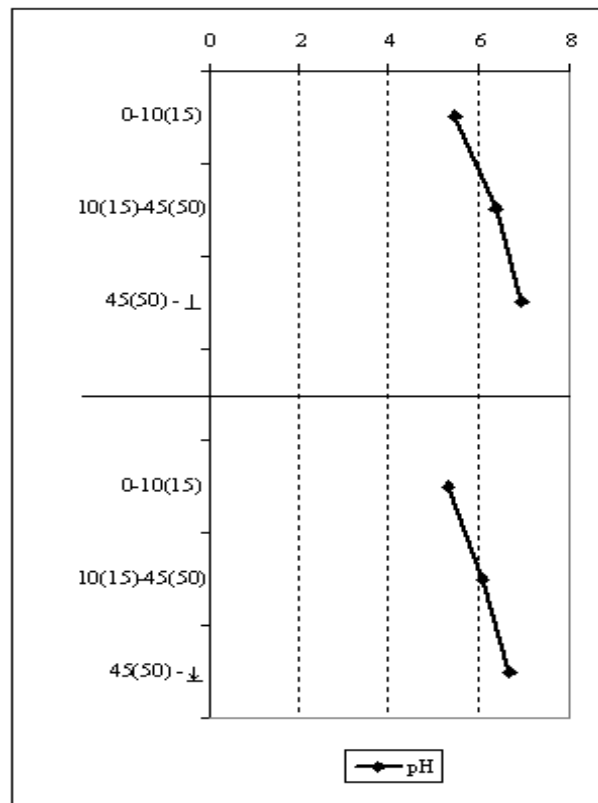


Рис. 1. Кислотно-щелочные условия среды (рН)
 \perp - «льдистая» мерзлота; \perp - «сухая» мерзлота

При одинаковых значениях рН наблюдается разная тенденция миграции и распространения микроэлементов по всему почвенному профилю.

Накопление большинства микроэлементов отмечается в надмерзлотном горизонте, где присутствует «сухая» мерзлота (рис. 2). Так как почвенный материал обладает сухим, легкосуглинистым гранулометрическим составом, т.е. низкой сорбционной способностью.

В почвах с «льдистой» мерзлотой прослеживается аккумуляция микроэлементов в минеральном горизонте почвенного профиля. Данный профиль характеризуется высоким содержанием влаги, более тяжелыми фракциями почвенных частиц (суглинков, глина), т.е. высокой сорбционной способностью. Данные свойства создают анаэробные условия, в результате которых происходят процессы оглеения, связанные с высоким содержанием железа,

следовательно, содержанием Mn и Cu в этом горизонте, т.к. данные элементы относятся к группе железа.

Таким образом, свойства почвенного материала определяют характер мерзлотных условий.

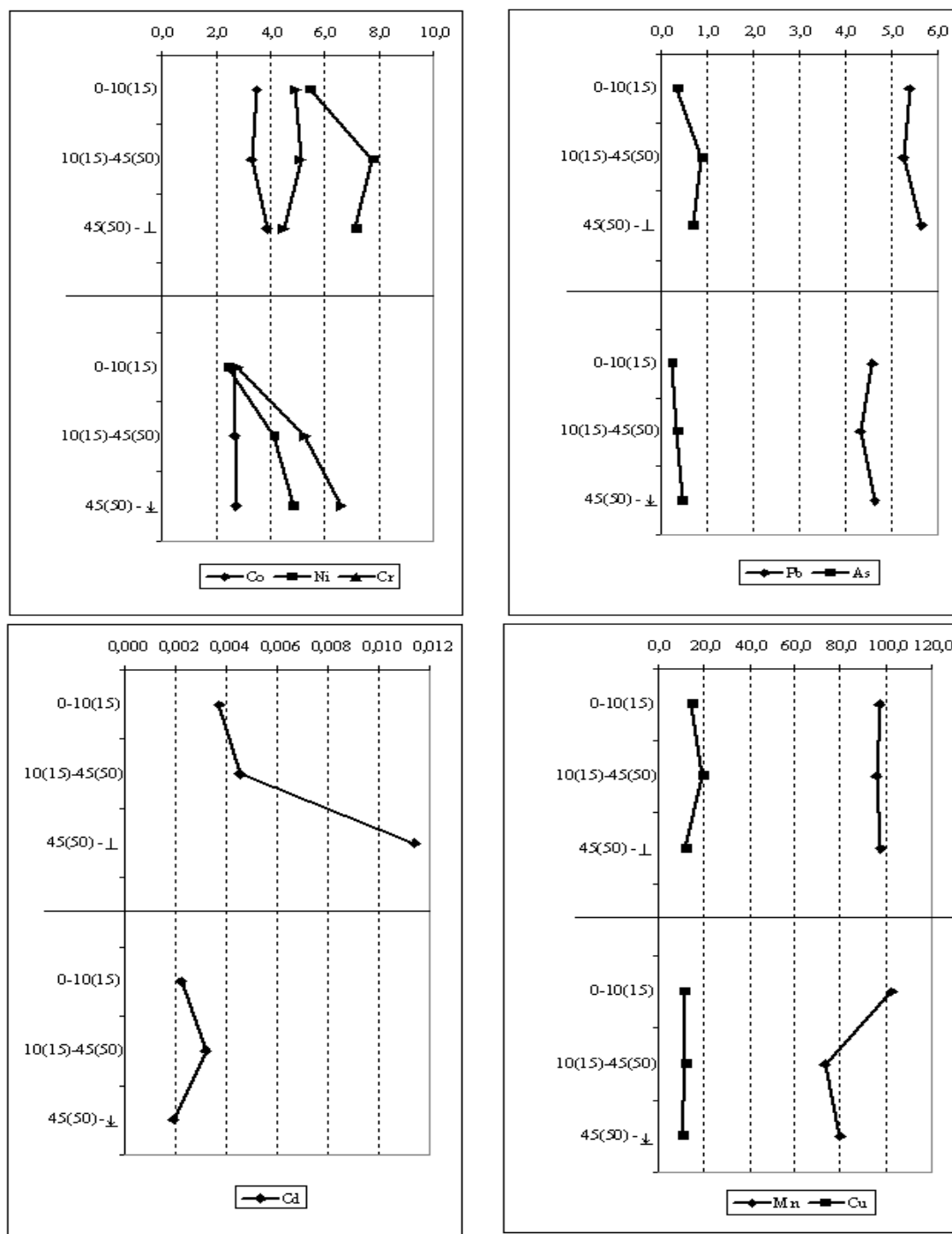


Рис. 2. Содержание подвижных форм микроэлементов в криоземах с присутствием «сухой» и «льдиной» мерзлоты
 ∞ - «льдиная» мерзлота; ∞ - «сухая» мерзлота

Заключение

В ходе исследования рассмотрено 13 почвенных разрезов в пределах природных ландшафтов Ханья-Накынского междуречья. Из них восемь разрезов характеризуется «льдиной» мерзлотой и пять с «сухой» мерзлотой.

Выполнены аналитические работы с определением кислотно-щелочных условий среды (pH), содержания

подвижных форм микроэлементов (Cr, Ni, Co, Mn, Pb, Cd, Cu и As).

Значения pH в криоземах с «льдиной» и «сухой» мерзлотой в почвенном профиле закономерно увеличиваются от слабокислой до нейтральной (5,3 – 6,9).

Накопление большинства микроэлементов отмечается в надмерзлотном горизонте, где присутствует «сухая» мерзлота.

В почвах с «льдистой» мерзлотой прослеживается аккумуляция микроэлементов в минеральном горизонте почвенного профиля.

Таким образом, свойства почвенного материала определяют характер мерзлотных условий.

Литература

Десяткин Р.В., Оконешникова М.В., Десяткин А.Р.
2009. Почвы Якутии. Рос. акад. наук, Сиб. отд-

ние, Ин-т биол. проблем криолитозоны. – Якутск: Бичик, 64 стр.

Еловская Л.Г. 1987. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 172 стр.

Комплексный атлас Республика Саха (Якутия). 2009. ФГУП «Якутское аэрогеодезическое предприятие».



Дешифрирование природных процессов и образований в зоне освоения месторождений углеводородов западного побережья п-ова Ямал (в районе Бованенково)

А.А.Ермак, Е.А.Слагода
Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия
И.Р.Идрисов
Тюменский Государственный университет

Реферат

Построена карта-схема Западного Ямала района Бованенковского месторождения углеводородов масштаба 1:50 000, на которой отражены формы проявления геокриологических процессов и установлены их пространственные соотношения. Для её составления выполнен обзор карт Западного побережья полуострова Ямал, классификаций природных процессов; методов и методик дешифрирования геокриологических процессов.

Ключевые Слова: дистанционное зондирование и дешифрирование, термокарст, криогенные оползни, термоэрозионные и термоабразионные формы, бугры пучения

Введение

Рациональное освоение Арктики – один из главных приоритетов экономической политики РФ. Вопросы идентификации, изучения и картографирования опасных природных процессов в пределах Российского сектора Арктики относятся к числу важных научно-практических задач. Для удаленных и малоизученных территорий работы проводятся с привлечением материалов дистанционного зондирования. Результаты дешифрирования имеют важнейшее значение как для проектирования и эксплуатации объектов нефтегазового комплекса, так и для обеспечения экологически безопасного хозяйствования. Выполненная работа по анализу распространения природных процессов в районе Бованенковского месторождений и побережья Западного Ямала представляет интерес для развития нефтегазовой инфраструктуры.

Методика исследований

Проведено дешифрирование форм проявления геокриологических процессов при помощи данных дистанционного зондирования высокого разрешения масштаба 1:50000 на участке Западного Ямала и верификация выделенных процессов на местности с помощью базы фотографий м. Марре-Сале, ключевого для данной территории участка (рис.1). Определена площадь, соотношение и распространение экзогенных геологических процессов на территории снимка.

Для составления карты-схемы распространения геокриологических процессов масштаба 1:50 000 использованы ранее составленные геологические, геоморфологические мелкомасштабные карты и пояснительные записки к ним. На геокриологической карте СССР масштаба 1:2 500 000 территория отнесена к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, вне масштаба знаками отмечены формы проявления геокриологических процессов [Геокриологическая карта 1991].

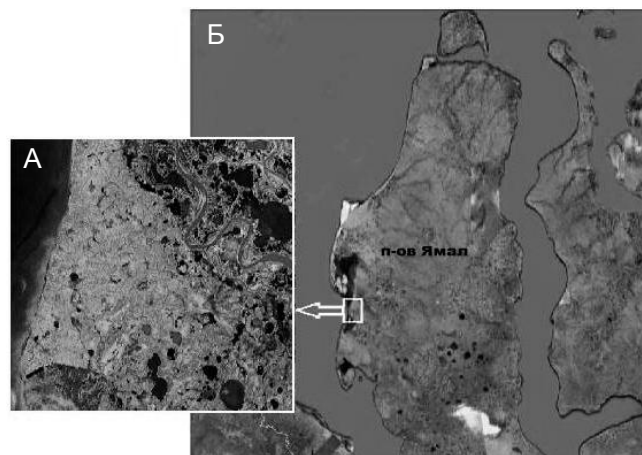


Рис. 1. А – расположение участка детального дешифрирования на Западном Ямале (космический снимок GoogleEarth Landsat 5 TM); Б – обзорный космический снимок территории с нанесенным ключевым участком (снимок GoogleEarth).

На карте «Природных комплексов севера Западной Сибири» масштаба 1:1 000 000 дешифрируемая территория отнесена к морской среднетундровой провинции. Наибольшие площади ландшафтов приходятся на III и IV морские равнины, но наряду с ними заметное участие принимают и пойменные ландшафты, которые значительно заболочены и заозерены [Мельников 1991].

Фрагмент карты геокриологического районирования масштаба 1:500 000 дает представление о геоморфологических уровнях территории на космическом снимке: пойма, I, II, III террасы; так же типах и подтипах мерзлых толщ. Вне масштаба знаками показаны бугры пучения, термоабразионные берега. В экспликациях к фрагменту карты дается более подробная ландшафтно-геологическая характеристика геокриологических подрайонов, в которой показаны геоморфологические уровни; дана характеристика

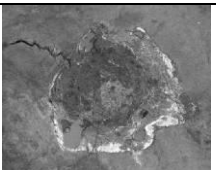
рельефа с указанием абсолютных отметок; показана заозеренность территории в процентах; отображены преобладающие типы местностей и указаны индексы поверхностных отложений. Также дается геоэкологическая характеристика типов мерзлых толщ. [Крицук, 2010]. Территория, охарактеризованная Л.Н. Крицук, использована для характеристики ключевого участка Западного Ямала и детального дешифрирования космического снимка.

Из анализа классификаций природных процессов Ф.П.Саваренского, П.Н.Панюкова, В.Д.Ломтадзе, А.И.Шеко и другие [Саваренский 1937, Ломтадзе 1977, Панюков 1978, Шеко, Гречищев 1988, Осипов и 1999] следует, что ряд криогенных процессов относят к категории опасных, так как они могут иметь негативное воздействие на территорию и расположенные на ней сооружения. Для Западного Ямала характерны следующие опасные экзогенные природные процессы: криогенное пучение, морозобойное растрескивание поверхности, термокарст, термоэрозия, термоабразия, криогенные оползни. Перечисленные процессы проявляются на поверхности в следующих формах: термокарстовые озера, хасыреи, бугры и площади пучения, криогенные полигональные образования, термоабразионные и термоэрозионные берега, овражная термоэрозия.

Для дешифрирования использованы: топографическая карта 1:100 000, геоморфологическая карта 1:1500 000, космические снимки Quick Bird 2 с пространственным разрешением 2 м.

Дешифрирование космических снимков высокого разрешения выполнено двумя способами: автоматизированным и визуальным. Анализ методов дешифрирования геоэкологических процессов показал, что наиболее эффективным является визуальный метод, т.к. автоматизированный способ позволяет проводить анализ относительно одного выбранного параметра. В процессе дешифрирования необходим одновременный учет нескольких дешифровочных признаков, поэтому в основу составления карты легли такие дешифровочные признаки как: форма, цвет, структура, текстура и приуроченность к геоморфологическим уровням (табл. 1).

Таблица 1. Дешифровочные признаки геоэкологических процессов.

Процессы и формы их проявления	Дешифровочные признаки форм проявления процессов	Вид на космическом снимке
Бугры пучения	Округлые пятна более светлого тона чем окружающая поверхность, структура ячеистая.	

Площадь пучения	Рисунок крупнопятнистый. Пятна округлые светлые. Пятна разделены темными полосами.	
Термокарстовые озера	Округлая форма. Цвет пятен изменяется от темно-серого до черного.	
Термокарстовые озера частично заросшие (25-75%)	Округлые формы изменяющиеся от темно-серого до черного цвета с распространенными на поверхности площадками темно-зеленого цвета.	
Хасыреи с остаточными озерами более 25%	Округлая форма светло-зеленого цвета, с расположенными внутри остаточными озерами.	
Хасыреи с остаточными мелкими озерами	Имеют округлую форму светло-желтого или желтого цвета с расположенными по всему периметру мелкими озерами.	
Хасыреи полностью осушенные	Округлая форма, темные выступы. Цвет темно-зеленый, нередко желтый.	
Криогенные оползни	Имеют сложную форму с округлыми очертаниями, неоднородная структура, ориентированы по падению склона с валами и наложенным конусом выноса	
Полигональные образования	Прерывистая сеть тонких темных линий полигонального рисунка. Сеть широких линий полигонального рисунка. Границы каждого полигона образованы тонкой линией.	
Термоэрозия	Линейные контура, границы четкие, форма извилистая, древовидная.	
Термоабразия	Однородная структура, форма вытянутая вдоль берега, неправильные контура, цвет черный.	

Дешифрирование процессов выполнялось вручную, при помощи программного комплекса ArcGis 9.2. На данном этапе для каждого процесса создавался отдельный слой, в котором проходило дешифрирование. Все процессы в слоях дешифрировались полигональными объектами, в связи с площадным распространением геоэкологических процессов и высоким разрешением исходных снимков. В результате была построена карта-схема масштаба 1:50 000 исследуемого участка с нанесенными на неё проявлениями геоэкологических процессов.

После выделения объектов на карте были рассчитаны их площади. Таким образом, общая площадь рассматриваемых форм поверхности, связанных с перечисленными геоэкологическими процессами равна 136,037 км² (см. рис. 2).

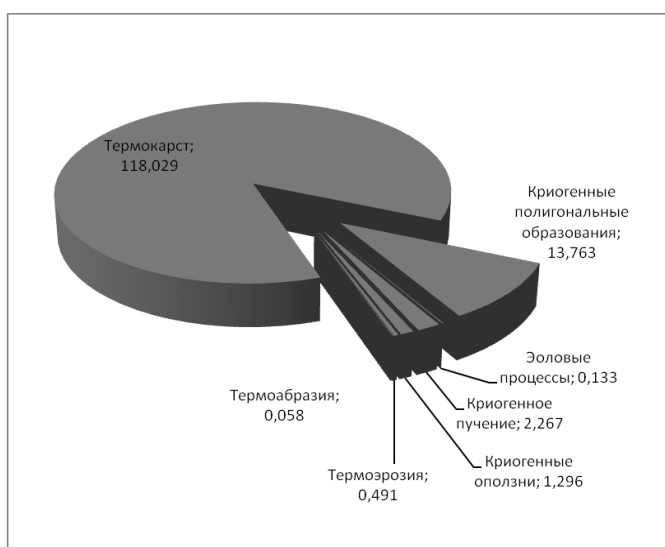


Рис. 2. Соотношение площадей распространения геоэкологических процессов на территории снимка, км²

Анализ полученных в результате дешифрирования данных показал, что зоны проявления разных геологических криогенных процессов на поверхности имеют площадное распространение, тем самым полигональное дешифрирование позволило определить один из морфометрических показателей проявления процессов - площадь. Общая площадь снимка - 411 км², дешифрирование проведено на 35% площади снимка. На остальной площади снимка экзогенные процессы не имеют четко выраженных признаков, поэтому дешифрирование без проведения полевых исследований не проводилось.

Морозобойное растрескивание является одним из наиболее распространенных криогенных процессов, определяющих многие особенности современных и древних криогенных образований [Мельников и др., 1974]. Криогенные полигональные образования, как одна из форм проявления морозобойного растрескивания, распространены на I-II и III морских террасах [Трофимов и др., 1987]. Выражены они морфологически четко: прослеживаются межполигональные понижения слабо заболоченные, часто пересекающиеся, образующие полигонально-

сетчатый рисунок. Форма полигонов на снимке – квадратная, прямоугольная, трапецевидная или многоугольная. Цвет полигонов меняется от светло-желтого до темно-зеленого, в зависимости от степени заболоченности территории и состава пород. На торфяниках и оторфованных участках полигональная решетка является индикатором распространения современных полигонально-жильных льдов. Заторфованность пород определяет относительно неглубокое сезонное протаивание и создает условия для роста и консервации ледяных жил [Баулин 2003]. На дренированных участках – полигональная решетка связана с деградацией полигонально-жильных льдов, на отдельных участках осложнена вытаиванием сложных пластовых залежей льда [Крицук, 2010]. Площадь распространения полигонально-жильных структур на поверхности составляет 13,763 км².

Криогенное пучение приводит к возникновению минеральных и торфяно-минеральных бугров и площадей пучения. Бугры пучения сложены сильнольдистыми суглинками, глинами, реже супесями и песками с ледяными, ледогрунтовыми ядрами, линзами. Такие бугры прослежены, в основном, в пределах низких геоморфологических уровней – поймы и I терраса.

В промерзающих хасыреях выделены многолетние бугры пучения, наряду с одиночными буграми, встречаются скопления, образующие площади пучения [Баулин и др., 2003].

Площади пучения выявлены вдоль пойм и I, II надпойменных террас [Трофимов и др., 1987]. Наиболее характерной формой криогенного пучения являются бугры овальной, округлой формы.

Большинство бугров и площадей пучения реликтовые, т.е. не растут в настоящее время. Местами отмечается разрушение одиночных бугров пучения. Одновременно происходит формирование и рост минеральных, торфяных бугров и площадей пучения на лайдах, поймах и в хасыреях [Баулин и др., 2003]. Площадь распространения форм проявления криогенного пучения составляет 2,267 км².

Термокарст распространен повсеместно, на всех геоморфологических уровнях, кроме песчаной лайды. Термокарстовые формы представлены в виде озер и хасыреев. На снимке термокарстовые озера характеризуются большим разнообразием неправильных округлых форм. Оттенки цвета термокарстовых озер в основном черные. Так же выделяются стадии развития: от интенсивного расширения озера до стадии высыхания и полного зарастания. Хасыреи преобладают на I-III террасах [Трофимов и др., 1987]. Размеры и форма хасыреев аналогичны существующим обводненным котловинам. Днище хасыреев плоские, иногда с мелкими озерцами, заболоченные. Цвет хасыреев на снимке изменяется от желтого до зеленого, иногда с темными пятнами – озерцами. При выделении озер не учитывалась их глубина. Площадь распространения форм проявления термокарста составляет 118,029 км².

Среди криогенных склоновых процессов различают солифлюкцию, криогенные оползни скольжения и течения. Солифлюкция происходит в

основном в супесчано-суглинистых отложениях в условиях их избыточного увлажнения, которое связано с широким развитием неглубоко залегающих надмерзлотных вод в пределах сезонноталого слоя [Ершов, 1989]. Криогенные оползни развиты на склонах террас на участках, где многолетнемерзлые породы представлены сильнольдистыми суглинками, глинами и с пластовыми льдами. В строении оползней выделяют поверхность скольжения оползня и тело оползня [Лейбман, Кизяков 2007]. На снимке отчетливо дешифрируются термоцирки – отрицательные формы рельефа, расположенные на побережье и в бортах долин рек. Форма оползней сложная, неоднородная с округлыми очертаниями. Цвет может изменяться от светлых до темных тонов в зависимости от степени активности: свежие и зарастающие, а также в сочетании с перекрывающими тело оползня конусами выноса термоэрозионных ложбин, дренирующих плоскость скольжения. Площадь распространения форм проявления криогенных оползней составляет 1,296 км².

Термоабразия на исследуемом участке проходит весьма активно. При этом механизм разрушения берегов носит не только абразионный, но и тепловой характер. На побережье происходит активное взаимодействие морских вод с берегами, сложенными многолетнемерзлыми льдистыми породами – суглинками, песками, супесями и торфом. По берегам озер, где обнажаются залежи пластового или полигонально-жильного льда, скорость термоабразии выше, чем на многих участках морского берега сложенного малольдистыми породами. Термоабразия является основной причиной формирования неустойчивых склонов на побережье моря и по берегам озер [Баулин и др., 2003]. На космических снимках структура берегов имеет четкие контуры, вытянутую неправильную форму, темный цвет. Площадь распространения форм проявления термоабразии на участке исследования составляет 0,058 км².

Наиболее высокая степень термоэрозионной овражной расчлененности свойственна участкам, непосредственно прилегающим к морскому побережью, а также к речным долинам и берегам озер. Овражная сеть прибрежной зоны сформирована оврагами различного возраста и морфологии.

В развитии термоэрозионных речных долин и оврагов пластовые и полигонально-жильные льды играют роль стимуляторов, однако зарождение и развитие оврагов происходит не только в местах их распространения. Они формируются и по ослабленным зонам, возникающим в результате растрескивания, вытаивания текстурообразующего льда [Баулин и др., 2003]. На снимках овраги выражены линейными контурами с четкими границами, извилистой и древовидной формой, цвет от зеленоватого до темно-зеленого, нередко в коричневых оттенках. Площадь распространения форм, связанных с термоэрозией составляет 0,491 км².

Золовые процессы и образования на изучаемом участке проявляются локально, преимущественно в пляжной зоне, а также на песчаных бровках террас и водоразделах, сложенных сверху песчаными

породами. Из-за дефляции образуются как отрицательные формы рельефа (раздувы, котловины, канавы выдувания), так и положительные (валы, бугры). На космических снимках они представлены в виде вытянутых неправильных форм с округлыми очертаниями, цвет белесый. Площадь распространения аккумулятивных и дефляционных форм рельефа составляет 0,133 км².

В результате проведенных исследований построена карта-схема масштаба 1:50000, выявлено соотношение площадей форм криогенного рельефа, связанных с криологическими процессами: термокарст, криогенные оползни, термоабразия, термоэрозия, криогенное пучение и морозобойное растрескивание. Фрагмент карты-схемы распространения геокриологических процессов представлен ниже (рис.3).

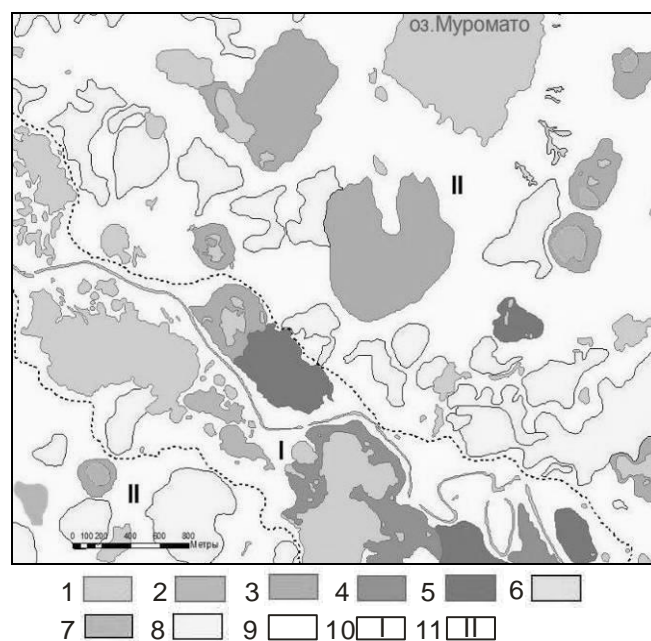


Рис. 3. Фрагмент карты-схемы масштаба 1:50 000 распространения криогенных геологических процессов на исследуемый участок. Условные обозначения. Площадное проявление процессов: 1 – термокарстовые озера; 2 – термокарстовые озера в той или иной степени зарастания; 3 – хасыреи с остаточными озерами; 4 – хасыреи с остаточными мелкими озерами; 5 – хасыреи; 6 – термоэрозия; 7 – криогенное пучение; 8 – криогенные полигональные образования на водоразделах; 9 – территория без выявленных на космическом снимке процессов. Геоморфологические уровни: 10 – пойма безымянной реки; 11 – I-я и II-я терраса по карте геокриологического районирования Ямало-Гыданского региона [Крицук, 2010].

По данным дешифрирования на участке Западного Ямала в районе Бованенковского месторождения преобладают как современные развивающиеся термокарстовые котловины, так и осушенные, находящиеся на стадии промерзания хасыреи. Площадь проявления термокарста – 118,029 км², что составляет 90% от общей площади 136,037 км² всех выявленных форм криогенного рельефа на исследуемой территории.

Заключение

Полученные данные и построенная карта-схема могут быть использованы после верификации на местности. При сравнении построенной карты-схемы с крупномасштабными картами, построенными по материалам 70-80-х годов, на эту территорию планируется сопоставить оценки, характеризующие пораженность территории экзогенными геокриологическими процессами и изменения произошедшие на территории снимка. Количественная оценка площадей проявления экзогенных процессов после установления корреляционных связей с экспертной оценкой позволит проводить обновление имеющихся геокриологических и ландшафтных карт.

Благодарность

Работа выполнена в рамках фундаментальных программ МПГ 2007/2008, Президиума РАН 20.7, ОНЗ РАН-11.4. Благодарим Дроздова Дмитрия Степановича за ценные советы и замечания, данные при написании этой статьи.

Литература

Баулин В.В., Дубиков Г.И., Аксенов В.И. и др. 2003. Геокриологические условия Харасавэйского и Крузенштерновского газоконденсатных месторождений (полуостров Ямал). – М.: ГЕОС, 180 с.

Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000. / Под ред. Э.Д.Ершова. – М., 1991.

Ершова Э.Д. 1989. Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М.: Недра, 454 с.

Карта природных комплексов Севера Западной Сибири для целей геокриологического прогноза и планирования природоохранных мероприятий при массовом строительстве масштаб 1:1 000 000. // Отв. ред. Е.С. Мельников, Н.Г. Москаленко – М.: Госгеодезия СССР, 1991. – 6 п.л.

Крицук Л.Н. 2010. Подземные льды Западной Сибири. – М.: Научный мир, 352 с.

Лейбман М.О., Кизяков А.И. 2007. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. – М., Тюмень: Ин-т Криосферы Земли СО РАН, 206 с

Ломтадзе В.Д. 1977. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Л.: Недра, 479 с.

Мельников Е.С., Вейсман Л.И., Крицук Л.Н. и др. 1974. Ландшафтные индикаторы инженерно – геологических условий севера Западной Сибири и их дешифровочные признаки. – М.: Недра, (ВСЕГИНГЕО). 182 с.

Мельников Е.С. 1991. Пояснительная записка к карте природных комплексов севера Западной Сибири. – М.: ВСЕГИНГЕО, 36 с.

Осипов В.И., Кутепов В.М., Зверев В.М. и др. 1999. Опасные экзогенные процессы. – М.: ГЕОС, 290 с.

Панюков П.Н. 1978. Инженерная геология, изд. 2-е, перераб. и доп. – М.: Недра, 296 с.

Саваренский Ф.П. 1937. Инженерная геология. – М., Л.: ОНТИ НКТП СССР, 443 с.

Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Фирсов Н.Г. 1987. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. – М.: Наука, 225 с.

Шеко А.И., Гречищев С.Е. 1988. Методика изучения и прогноза опасных природных процессов. – М.: Недра, 216 с.



Фитоиндикация оползневых нарушений на Центральном Ямале

К.А. Ермохина

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия

Е.Г. Мяло

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия

Реферат

Одной из актуальных проблем, возникающих в связи с освоением природных ресурсов Крайнего Севера и изменением климата Арктики, является поиск индикаторов для мониторинга и прогноза состояния экосистем, основанный на изучении реакции тундровой биоты на различные природные и антропогенные воздействия. Развитие криогенных оползней скольжения является одним из ведущих факторов преобразования экотопов в различных тундровых регионах, в том числе и на Центральном Ямале, и влияет на структуру и динамику растительности обширных территорий. В статье представлен выявленный комплекс растительных индикаторов, связанных с давностью схождения криогенных оползней скольжения, с типами образовавшихся оползневых структур, со степенью минерализации и с геохимическим составом грунтовых вод, – 1) дифференциальные виды синтаксонов; 2) индикаторные виды (определены по положению их ценотического оптимума в сукцессионной системе растительности); 3) общая надземная фитомасса сообществ, фитомасса *Salix glauca* и мхов; 4) набор биоморф высших растений. Комплекс индикаторов включает физиономические признаки растительных сообществ, тесно связанные с индикатами и характеризующиеся ярко выраженной динамикой, зависящей от динамики индицируемых объектов.

Ключевые Слова: Динамика растительности; криогенные оползни; фитоиндикация; Ямал

Одной из актуальных проблем, возникающих в связи с освоением природных ресурсов Крайнего Севера и изменением климата Арктики, является поиск индикаторов для мониторинга и прогноза состояния экосистем, основанный на изучении реакции тундровой биоты на различные природные и антропогенные воздействия. Растительность тундровой зоны весьма динамична, существенный вклад в ее динамику вносят экзогенные геоморфологические процессы. Развитие криогенных оползней скольжения является одним из ведущих факторов преобразования экотопов в различных тундровых регионах, в том числе и на Центральном Ямале, и влияет на структуру и динамику растительности обширных территорий.

Полевые работы проводились К.А. Ермохиной и Н.Г. Украинцевой в 1997–2002, 2010 гг. на полигоне «Васькины дачи» ИКЗ СО РАН, организованном для изучения криогенных оползней скольжения на Центральном Ямале. На модельном участке было составлено 165 геоботанических описаний, проведены укосы надземной фитомассы, собраны образцы растений, почв и грунтовых вод. Сотрудниками ГЕОХИ РАН проведен комплексный лабораторный анализ отобранных образцов, определена зольность растений и рассчитаны запасы надземной фитомассы.

Район исследований расположен в северной полосе типичных тундр Ямала на плоской сильно расчлененной аккумулятивно-эрозионной равнине, имеющей двухступенчатое строение. Верхняя ступень представлена останцами морских верхнеплейстоценовых террас и надпойменных верхнеплейстоцено-голоценовых террас, нижняя ступень – плоскими поверхностями пойм рек Сеяхи, Мордыхи и Надуяхи (Природная среда..., 1995). Эта территория

не протаивала во время оптимума голоцена, что позволило сохранить широко распространенным здесь морским глинистым отложениям высокую степень засоления (Лейбман, Кизяков, 2007).

На Центральном Ямале площадь, занимаемая склонами, обычно значительно превышает площадь приводораздельных поверхностей. Развитые здесь криогенные оползневые процессы значительно влияют на структуру ПТК, формируя холмисто-западинный рельеф с подпрудными озерами. Область возможной активности оползневых процессов занимает около 45% типичных тундр Ямала (Тентюков, 1998), площадь обнажившихся участков засоленного грунта может достигать 100 м² и более (Украинцева, 1997). Минерализация надмерзлотных грунтовых вод резко возрастает после схода оползня, за счет растворения химических соединений из вышедших на дневную поверхность засоленных многолетнемерзлых пород (Лейбман, Кизяков, 2007). Оползневые склоны представляют собой системы разновозрастных оползней с характерным набором элементов: поверхностей скольжения оползней (ПС), оползневых тел (ОТ) и стенок отрыва оползней. Продольный профиль большинства таких склонов не выработан. В настоящее время в литературе (Лейбман и др., 2000; Украинцева, 1997; и др.) принято выделение трех возрастных генераций криогенных оползней Ямала – молодые оползневые структуры (оползни, образовавшиеся около 35 лет назад), старые (возраст до 300 лет) и древние (возраст 300–2000 лет).

Растительный покров склонов морских террас мозаичен, растительные сообщества, представляющие элементы этой мозаики, могут занимать разную площадь (в среднем, от 50 до 150 м²). Различия в характере растительного покрова из-за общей

сглаженности рельефа не зависят от абсолютных высот, уклонов и экспозиций склонов. Единственный природный агент в рассматриваемых ландшафтно-геоморфологических условиях, способный внести значительные различия в местообитания сообществ, это криогенные оползни скольжения, часто преобразующие весь СТС, мощность которого составляет здесь около 0,5–1 м. Растительность представлена ерниково-ивняковыми (союз *Equiseto–Salicion glaucae*), ерниковыми (асс. *Vaccinio–Betuletum nanae*), мохово-травяными (асс. *Luzulo–Polytrichetum juniperinum*) тундрами и фрагментами разнотравно-злаковых лугов (асс. *Alopecuretum pratensis*).

Союз *Equiseto–Salicion glaucae*

дифференциальные виды: *Salix glauca*, *Equisetum arvense* subsp. *Boreale*

Ассоциация *Poo–Caricetum concolor*

дифференциальные виды: *Carex concolor*, *Poa alpigena* subsp. *colpodea*, *Ranunculus borealis*

1. Субассоциация *Salicetosum polaris*

дифф. виды: *Salix polaris*, *Poa arctica*, *Dryas octopetala*, *Polytrichum juniperinum*

2. Субассоциация *Calamagrostietosum holmii*

дифф. виды: *Calamagrostis holmii*

3. Субассоциация *Drepanocladetum uncinati*

дифф. виды: *Drepanocladus uncinatus*

4. Субассоциация *Veratretosum lobeliani*

дифф. виды: *Veratrum lobelianum*

5. Субассоциация *Caricetosum arctisibiricae*

дифф. виды: *Carex arctisibirica*

6. Субассоциация *tipicum*

типичная субассоциация, верные виды: *Salix glauca*, *Equisetum arvense* subsp. *boreale*, *Carex concolor*, *Polemonium acutiflorum*

7. Субассоциация *Caricetosum lachenalii*

дифф. виды: *Carex lachenalii*

Проведенная классификация растительности по методике Браун-Бланке позволила выделить один союз, объединяющий две ассоциации, и три независимых ассоциации. Сообщества союза *Equiseto–Salicion glaucae* характерны для участков, нарушенных криогенными оползнями в различное время и в разной степени. Разнообразие условий оползневых местообитаний обуславливает различия видового состава и структуры растительных сообществ союза. Основные характеристики растительности синтаксонов приведены в Таблице 1.

Ассоциация *Bistorto–Betulion nanae*

дифференциальные виды: *Betula nana*, *Vaccinium vitis-idaea* subsp. *minus*, *Bistorta viviparum*, *Dicranum elongatum*

1. Субассоциация *tipicum*

типичная субассоциация, верные виды: *Salix glauca*, *Betula nana*, *Dicranum elongatum*, *Vaccinium vitis-idaea* subsp. *minus*

2. Субассоциация *Festucetosum rubrae*

дифф. виды: *Alopecurus pratensis*, *Festuca rubra* subsp. *arctica*, *Ranunculus borealis*

3. Субассоциация *Peltigeretosum aphthosae*

дифф. виды: *Polemonium acutiflorum*, *Aulacomnium turgidum*, *Peltigera aphthosa*

4. Субассоциация *Veratretosum lobeliani*

дифф. виды: *Veratrum lobelianum*

5. Субассоциация *Poetosum articae*

дифф. виды: *Poa arctica*, *Carex arctisibirica*

6. Субассоциация *Eriophoretosum vaginati*

дифф. виды: *Nardosmia frigida*, *Eriophorum vaginatum*, *Stellaria palustris*

7. Субассоциация *Poo–Calamagrostietosum holmii*

дифф. виды: *Poa alpigena* subsp. *colpodea*, *Calamagrostis holmii*

Таблица 1. Основные характеристики растительности склонов морских террас.

синтаксоны растительности	Союз <i>Equiseto–Salicion glaucae</i>		Acc. <i>Vaccinio–Betuletum nanae</i>	Acc. <i>Luzulo–Polytrichetum juniperinum</i>	Acc. <i>Alopecuretum pratensis</i>
	Acc. <i>Poo–Caricetum concolor</i> (1)	Acc. <i>Bistorto–Betulion nanae</i> (2)			
дифференциальные виды ассоциаций	<i>Carex concolor</i> , <i>Poa alpigena</i> subsp. <i>colpodea</i> , <i>Ranunculus borealis</i>	<i>Betula nana</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> subsp. <i>minus</i> , <i>Bistorta viviparum</i> , <i>Dicranum elongatum</i>	<i>Betula nana</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> subsp. <i>minus</i>	<i>Luzula confusa</i> , <i>Polytrichum juniperinum</i>	<i>Alopecurus pratensis</i>
ярусы растительных сообществ	кустарниковый, травяно-кустарничковый и мохово-лишайниковый	кустарниковый (часто), травяно-кустарничковый и мохово-лишайниковый	травяно-кустарничковый и мохово-лишайниковый	травяной и мохово-лишайниковый	травяной и редко моховой
преобладающие виды	<i>Salix glauca</i> , <i>Equisetum arvense</i> subsp. <i>boreale</i> , <i>Carex concolor</i> , <i>Poa alpigena</i> subsp. <i>colpodea</i> , <i>Ranunculus borealis</i>	<i>Salix glauca</i> , <i>Betula nana</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> subsp. <i>minus</i> , <i>Equisetum arvense</i> subsp. <i>boreale</i> , <i>Bistorta viviparum</i> , <i>Dicranum elongatum</i>	<i>Betula nana</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> subsp. <i>minus</i>	<i>Polytrichum juniperinum</i> , <i>Polytrichum strictum</i>	полидоминантные сообщества трав, преобладают злаки
общее проективное покрытие (ПП)	65–95%	65–90%	85%	97%	55%
среднее ПП кустарникового яруса	8–75%	0–61%	0%	0%	0%
среднее ПП травяно-кустарничкового яруса	40–64%	35–87%	50%	74%	49%
среднее ПП мхов	28–80%	30–85%	84%	96%	26%
среднее ПП лишайников	1–6%	0–8%	7%	2%	0%

Оползневые процессы, согласно классификации Б.А. Юрцева (Антропогенная динамика..., 1995), являются катастрофическими по отношению

растительности. После схода криогенного оползня образуются новые экотопы с различными характеристиками. Учитывая характер растительности местообитаний и степень их

трансформации, мы объединили «оползневые» местообитания в четыре типа: центральные и периферические части поверхностей скольжения и центральные и периферические части оползневых тел.

Каждому из выделенных типов местообитаний соответствуют определенные синтаксоны (табл. 2, достоверность их связи с типами местообитаний более 0,70). Сообщества ассоциации *Poo–Caricetum concolor* тяготеют к осевым частям оползневых структур, а сообщества ассоциации *Bistorto–Betuletum nanae* – к краевым.

Проведенный анализ показал, что при нарушении исходного растительного покрова характер сукцессионных смен растительности, осваивающей омоложенный оползнем субстрат, будет зависеть от элемента рельефа оползневого склона (ОТ или ПС) и от положения участка относительно оси движения оползня (центральное или периферическое).

На центральных частях ПС развиваются первичные сукцессии растительности, в остальных типах местообитаний они протекают по типу вторичных (т.к. обычно здесь сохраняются фрагменты исходной растительности и их экотопы граничат с ненарушенными участками на большом протяжении). Сукцессии на осевых участках мощных ОТ тоже могут идти по типу первичных. Участки снежников, занимаемые асс. *Luzulo–Polytrichetum juniperinum*, могут преобразовываться оползнями, и тогда восстановительная сукцессия на них пойдет в зависимости от характера нарушения. Для каждого из типов местообитаний может быть построен эколого-динамический ряд, отражающий смену растительности в процессе изменения местообитания

Таблица 2. Распределение синтаксонов по типам местообитаний.

центральные части поверхностей скольжения	периферические части поверхностей скольжения	центральные части оползневых тел	периферичес-кие части оползневых тел	стабильные склоны*	участки снежников на стабильных склонах
<i>Alopecuretum pratensis</i>	<i>Poetosum</i>	<i>Calamagrostietosum</i>	<i>Festucetosum</i>	<i>Salicetosum</i>	<i>Luzulo–</i>
<i>Caricetosum arctisibiricae</i>	<i>arcticae</i> (2)	<i>holmii</i> (1)	<i>rubrae</i> (2)	<i>polaris</i> (1)	<i>Polytrichetum</i>
(1)**	<i>Eriophoretosum vaginati</i> (2)	<i>Drepanocladetosum</i>	<i>Peltigeretosum</i>	<i>tipicum</i> (2)	<i>juniperinum</i>
<i>tipicum</i> (1)	<i>Poo – Calamagrostietosum</i>	<i>uncinati</i> (1)	<i>aphthosae</i> (2)	<i>Vaccinio–</i>	
<i>Caricetosum</i>	<i>holmii</i> (2)	<i>Veratretosum</i>	<i>Veratretosum</i>	<i>Betuletum</i>	
<i>lachenalii</i> (1)		<i>lobeliani</i> (1)	<i>lobeliani</i> (2)	<i>nanae</i>	

* к стабильным склонам были отнесены участки склонов (площадь более 500 м²) с невыраженным оползневым рельефом,

** здесь и далее: (1) – субассоциации ассоциации *Poo–Caricetum concolor*, (2) – субассоциации ассоциации *Bistorto–Betuletum nanae*

Полученные данные позволили составить сукцессионную систему растительности, формирующуюся под действием оползневого процесса, распространенного на склонах морских террас Центрального Ямала (рис. 1). Длина эколого-динамических рядов растительности зависит от глубины трансформации условий исходного местообитания криогенным оползнем. Эколого-динамический ряд сообществ центральных частей ПС является наиболее длинным из составленных и включает наибольшее количество синтаксонов. Это согласуется с тем, что именно эти экотопы

претерпевают наибольшие изменения и, следовательно, для их освоения требуется наибольшее количество времени и смен растительных сообществ. Эколого-динамические ряды периферических типов являются наиболее короткими и включают всего по пять синтаксонов (два последних являются для них общими). По мере восстановления растительности эколого-динамические ряды сходятся, что свидетельствует о постепенном выравнивании экологических условий между различными типами местообитаний.

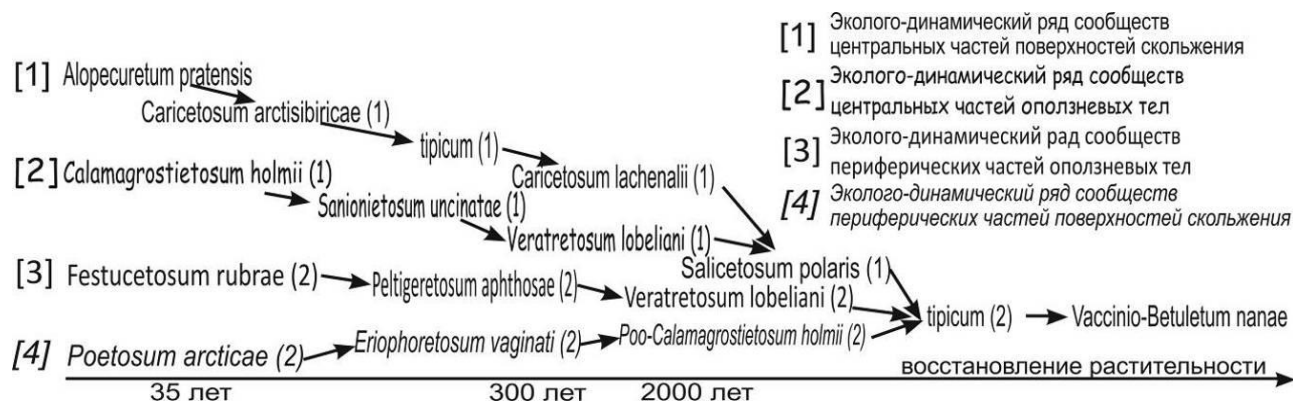


Рис. 1. Сукцессионная система растительности оползневых склонов морских террас

Канонический корреспондентный анализ динамических смен показал, что существенным фактором, влияющим на ход сукцессии, является уменьшение минерализации грунтовых вод, его действие снижается по мере восстановления растительности. О связи динамики растительности и изменения минерализации грунтовых вод также свидетельствуют и полученные авторами данные о происходящих параллельных изменениях в накоплении химических элементов растениями.

Влияние опреснения грунтовых вод наиболее ярко проявляется в эколого-динамическом ряду сообществ центральных частей ПС, далее следуют ряды периферических участков ПС и центральных частей ОТ, и наименее выражено влияние фактора на сообщества эколого-динамического ряда, характерного для краевых частей ОТ. Выраженность этого фактора напрямую связана со степенью трансформации условий исходного местообитания криогенным оползнем.

Для выявления фитоиндикаторов давности схода оползня и типа оползневых структур, был проведен сопряженный анализ изменений параметров растительных сообществ и их местообитаний. Исследуемые характеристики естественным образом варьируют в природе, поэтому при анализе учитывались не только средние значения этих параметров, но и стандартное отклонение (Розенберг, 1998; McCune et al., 2002; Пузаченко, 2004). Статистические расчеты выполнялись в программе

Statistica 6.0, оценка достоверности выявленных связей проводилась по фитоиндикационной методике Б.В. Виноградова (1964). С помощью корреляционного анализа устанавливалось как изменяются значения одного показателя при изменении другого. Для оценки тесноты и характера связей использовался линейный коэффициент корреляции Пирсона, широко применяемый в геоботанических исследованиях.

Для местообитаний выделенных синтаксонов были посчитаны значения суммы солей и содержаний Cl, SO₄, Ca, Mg и K в грунтовых водах. Распределение значений этих показателей в пробах грунтовых вод аппроксимируются нормальным законом. Доверительные интервалы содержания химических элементов и соединений были построены для каждого местообитания синтаксона отдельно, исходя из того, чтобы в него попадало 70% случаев (60% – порог использования индикатора по шкале В.Б. Виноградова, 1964). Эти результаты представлены на Рисунке 2, где отчетливо видно, что синтаксоны выстраиваются в экологические ряды.

Полученные данные раскрывают один из механизмов смен растительных сообществ по мере восстановления местообитания после оползневого нарушения и подтверждают, что в основе динамических смен растительности на склонах морских террас лежит происходящее опреснение грунтовых вод.

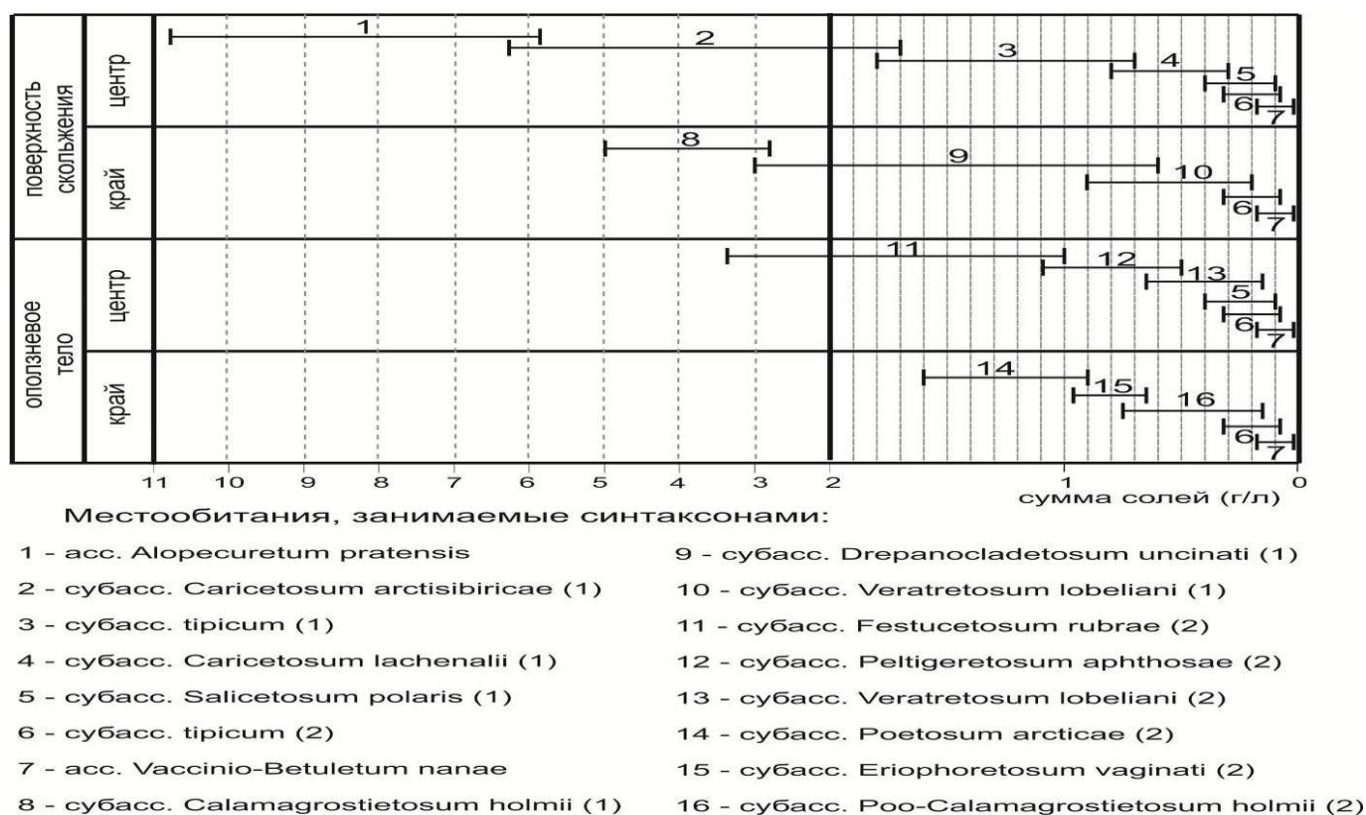


Рис. 2. Эколого-динамические ряды и изменение содержания солей в грунтовых водах

Снижение значений суммы солей и содержания химических элементов в грунтовых водах происходит во всех выделенных экотопах с увеличением возраста оползневых структур. Обычно концентрация Cl, SO₄,

Ca, Mg и K резко снижается на свежих субстратах, а на древних оползневых морфоструктурах наблюдается очень плавное уменьшение.

Изменения, происходящие в геохимическом составе грунтовых вод, коррелируют с динамикой фитомассы

растительных сообществ сукцессионной системы склонов морских террас (рис. 3).

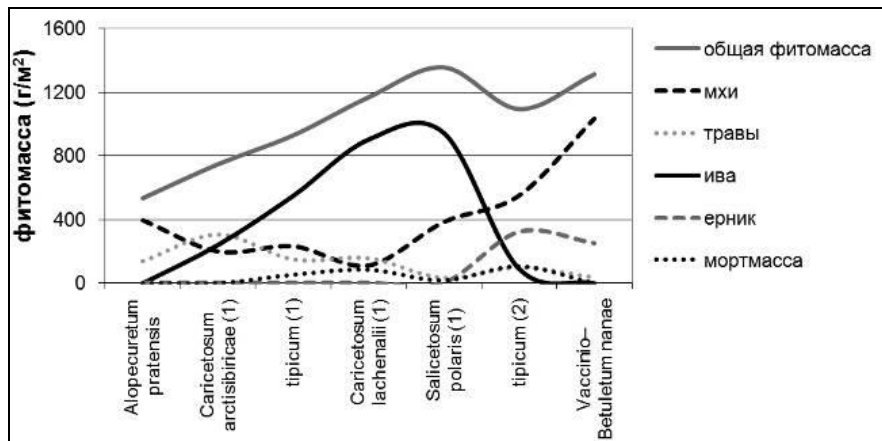


Рис. 3. Изменение средних значений фитомассы в эколого-динамическом ряду центральных частей поверхностей скольжения

Наращение фитомассы фиксируется во всех эколого-динамических рядах до стадии субклимакса, эта граница в степени минерализации грунтовых вод характеризуется сменой категории вод с пресной на ультрапресную (по классификации Перельмана, 1982). Скорее всего, такая зависимость связана с внесением дополнительного минерального питания для растений начальных и промежуточных стадий восстановительной сукцессии за счет растворения в грунтовых водах химических веществ и соединений, содержащихся в ММП, что согласуется с выводами Н.Г. Украинцева (Украинцева, 1997; Ukraintseva, 2008). На стадии субклимакса сначала наблюдается снижение, а потом повышение значений фитомассы, что связано со сменой преобладающих структурных частей фитомассы – на этой стадии ивы (около 95% составляет *Salix glauca*) резко снижают участие в сообществах, в то время как мхи столь же резко его повышают, это отражает приближение условий экотопа к фоновым.

Видовое богатство синтаксонов максимально на предсубклимаксовой стадии сукцессии, видовая насыщенность почти не меняется. Начальные стадии сукцессии характеризуются преобладанием длиннокорневищных трав с пионерной стратегией, их роль постепенно снижается по мере восстановления растительности. В ходе сукцессии возрастает участие прямостоячих кустарничков, плотнoderновинных трав.

Установленная связь растительности с минерализацией грунтовых вод, а также использование известной ранее обусловленности минерализации грунтовых вод давностью схождения оползня, позволило нам составить индикационную цепочку «растительность → минерализация грунтовых вод → возраст оползневой структуры».

Склоны морских террас Центрального Ямала представляют собой сложные системы оползней разных возрастных генераций, часто «наложенных» друг на друга, что затрудняет выделение оползневых структур визуально по рельефу. На основании анализа сукцессионных смен был выявлен комплекс растительных индикаторов, связанных с давностью схождения криогенного оползня скольжения, с типом образовавшейся оползневой структуры, со степенью

минерализации и с геохимическим составом грунтовых вод, – 1) дифференциальные виды синтаксонов; 2) индикаторные виды (определены по положению их ценотического оптимума в сукцессионной системе растительности); 3) общая надземная фитомасса сообществ, фитомасса *Salix glauca* и мхов; 4) набор биоморф высших растений. Комплекс индикаторов включает физиономические признаки растительных сообществ, тесно связанные с индикатами и характеризующиеся ярко выраженной динамикой, зависящей от динамики индицируемых объектов (что показано на составленной индикационной схеме – рис. 4). Для внесения возрастных характеристик мы использовали радиоуглеродные датировки возраста оползневых структур, проведенные А.И. Кизяковым и М.О. Лейбман (2007) на этом модельном участке.

При невыработанном продольном профиле склона развитие оползневого процесса возможно на любой стадии восстановления растительного покрова. Тем не менее, структура растительных сообществ является значимым фактором активизации криогенных оползней. Наиболее устойчивыми к развитию оползневого процесса являются экотопы сообществ поздних стадий восстановления растительности. Эти сообщества отличаются развитым сомкнутым кустарниковым покровом из *Salix glauca*, часто имеющим высоту около 1–1,5 м. На стадии субклимакса кустарниковый покров изреживается и по фитомассе начинают преобладать мхи; *Betula nana* в этих сообществах низкоросла и не образует отдельного яруса. В субклимаксовых сообществах отсутствуют растения с мощными корневыми системами, способными «удерживать» структуру СТС, поэтому их экотопы оказываются крайне неустойчивыми к развитию оползневого процесса. С другой стороны, происходящие в СТС геохимические процессы также приводят к дестабилизации экосистемы через постепенное накопление вторичных глинистых минералов на границе «СТС – ММП», играющих значимую роль в развитии криогенных оползней (Тентюков, 1998). Напряжение в верхних горизонтах пород, также являющееся необходимым условием активизации оползневого процесса

(Лейбман, Кизяков, 2007), накапливается постепенно (около 300 лет), поэтому экотопы, где криогенный оползень сошел давно, оказываются более подверженными развитию новых оползней

скольжения, по сравнению с недавно нарушенными местообитаниями.

	стадия молодых структур	стадия старых структур	стадия древних структур	стадия стабильных склонов
центральные части ПС	дифф. виды Alopecuretum pratensis; вид. бор-во - 34 общая фм - 532 фм ивы - 0 фм мхов - 396 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды Caricetosum arctisibiricae (1); вид. бор-во - 22 общая фм - 746 фм ивы - 241 фм мхов - 200 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды <i>tipicum</i> (1); вид. бор-во - 42 общая фм - 928 фм ивы - 548 фм мхов - 233 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды Salicetosum polaris (1); инд. виды - <i>Dryas octipetala</i> вид. бор-во - 46 общая фм - 1356 фм ивы - 941 фм мхов - 384 биоморфы в.р.- тдк
краевые части ПС	дифф. виды Poetosum arcticae (2); инд. виды - <i>Dupontia fisheri</i> вид. бор-во - 20 общая фм - 830 фм ивы - 470 фм мхов - 170 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды Eriophoretosum vaginati (2); инд. виды - <i>Stellaria palustris</i> вид. бор-во - 31 общая фм - 1029 фм ивы - 550 фм мхов - 230 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды <i>Poa</i> - Calamagrostetosum holmii (2); вид. бор-во - 34 общая фм - 1230 фм ивы - 626 фм мхов - 277 биоморфы в.р.- кг + тдк	дифф. виды <i>tipicum</i> (2); вид. бор-во - 59 общая фм - 1093 фм ивы - 91 фм мхов - 550 биоморфы в.р.- тдк + кг
центральные части ОТ	дифф. виды Calamagrostetosum holmii (1); вид. бор-во - 46 общая фм - 1016 фм ивы - 898 фм мхов - 26 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды Drepanocladetosum uncinati (1); инд. виды - <i>Drepanocladus uncinatus</i> вид. бор-во - 38 общая фм - 1329 фм ивы - 1077 фм мхов - 95 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды Veratretosum lobelliani (1); вид. бор-во - 27 общая фм - 1386 фм ивы - 1014 фм мхов - 270 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды Salicetosum polaris (1); инд. виды - <i>Dryas octipetala</i> вид. бор-во - 46 общая фм - 1356 фм ивы - 941 фм мхов - 384 биоморфы в.р.- тдк
краевые части ОТ	дифф. виды Festucetosum rubrae (2); вид. бор-во - 35 общая фм - 993 фм ивы - 478 фм мхов - 110 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды Peltigeretosum aphthosae (2); инд. виды - <i>Peltigera aphthosa</i> вид. бор-во - 25 общая фм - 1324 фм ивы - 520 фм мхов - 388 биоморфы в.р.- тдк	дифф. виды Veratretosum lobelliani (2); вид. бор-во - 42 общая фм - 1725 фм ивы - 800 фм мхов - 446 биоморфы в.р.- тдк	
	35 лет	300 лет	2000 лет	

Salix glauca

Рис. 4. Индикационная схема сукцессионной системы растительности оползневых склонов Центрального Ямала (условные обозначения: фм – фитомасса (г/м^2), в.р. – высшие растения, тдк – длиннокорневищные поликарпические травы, кг – гемипростратные кустарники, тпд – плотнoderновинные поликарпические травы)

Литература

- Антропогенная динамика растительного покрова Арктики и Субарктики: принципы и методы изучения / под ред. Б.А. Юрцева. // Труды Ботанического института им. В.Л. Комарова РАН, вып. 15, 1995, 185 с.
- Виноградов Б.В. Растительные индикаторы и их использование при изучении природных ресурсов. – М.: Высш. шк., 1964, 328 с.
- Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. – М.: изд-во ИКЗ СО РАН, 2007, 206 с.
- Лейбман М.О., Кизяков А.И., Арчегова И.Б., Горланова Л.А. Этапы криогенного оползания на Югорском полуострове и Ямале // Криосфера Земли, т. 4, № 4, 2000, с.67 – 75
- Перельман А.И. Геохимия природных вод. – М.: Наука, 1982. 115 с.
- Природная среда Ямала / В.Р. Цибульский, Э.И. Валеева, С.П. Арефьев, Л.И. Мельцер, Д.В. Московченко, С.Н. Гашев, И. Н. Бруснынина, Т.А. Шарапова, 2 т. – Тюмень: ИПОС СО РАН, 1995
- Пузаченко Ю.Г. Математические методы в экологических и географических исследованиях. – М.: Академия, 2004, 408 с.

- Розенберг Г.С. Количественные методы фитоиндикации // Экологический мониторинг. Методы биол. и физико-хим. мониторинга. Часть III. – Н. Новгород, 1998. С. 5–27.
- Тентюков М.П. Геохимия ландшафтов Центрального Ямала. – Екатеринбург: изд-во УрО РАН, 1998, 104 с.
- Украинцева Н.Г. Ивняковые тундры Ямала как индикатор засоленности поверхностных отложений // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: «Наука», 1997. - С. 182-187
- McCune B., Grace J.B., Urban D.L. Analysis of ecological communities, Oregon: MjM Software, Gleneden Beach, 2002, 300 p.
- Ukrainitseva N. Vegetation Response to Landslide Spreading and Climate Change in the West Siberian Tundra // Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost/ Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2008, V.2, p.1793-1798.

Изменение состояния мерзлых грунтов в процессе длительной эксплуатации Якутской ТЭЦ

С.И. Заболотник, П.С. Заболотник

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

Проведены многолетние (с 1982 по 2009 гг.) периодические измерения температуры грунтов вокруг зданий Якутской ТЭЦ и под ними. Установлено, что на большей части её территории грунты находятся в мёрзлом состоянии. Температура их в интервале 4-10 м под главным корпусом находится в пределах от 0 до $-3,5^{\circ}\text{C}$, а под остальными зданиями – от 0 до $-2,5^{\circ}\text{C}$. В настоящее время под всеми сооружениями, построенными по принципу сохранения многолетнемёрзлых грунтов в основании, имеются таликовые зоны. Мощность таликов под зданиями изменяется от 4-5 до 15 м и более, а температура – от 0 до $+5,5^{\circ}\text{C}$. На прилегающих к производственным корпусам участках грунты оттаяли до глубины 23-25 м, а температура повысилась до $+8,0...+11,5^{\circ}\text{C}$. Выявлена степень влияния изменения средней годовой температуры воздуха на температуры грунтов. Построены температурные поля средних годовых температур грунтов на глубине 4 м за 2008 и 2009 гг.

Ключевые Слова: многолетнемёрзлые породы; средние годовые температуры грунтов; талики.

Введение

Якутская тепловая электростанция (ЯТЭЦ) является первым промышленным объектом СССР, построенным в 1937 г. по принципу использования вечномёрзлых грунтов в качестве его основания. Непосредственно на площадке застройки до возведения сооружений мощность вечномёрзлой толщи достигала 180-200 м, а температуры грунтов на глубине 15 м изменялись от -3 до -5°C . В первые годы после ввода станции в эксплуатацию (1939-1943) средние годовые температуры грунтов в основании фундаментов главного корпуса на глубине 5 м изменялись от $-4,7$ до $-7,4^{\circ}\text{C}$, а через десять лет – повысились до $-3,2...-3,6^{\circ}\text{C}$ [Цытович и др., 1947].

Территория ЯТЭЦ вокруг главного корпуса и ряда других служебных помещений частично заасфальтирована и до глубины 1-4 м сложена насыпным грунтом из разнозернистых песков, реже суглинков с примесью щебня, гальки и шлака. Ниже залегают аллювиальные отложения, представленные мелкозернистыми песками, переслаивающимися со среднезернистыми и крупнозернистыми. Влажность грунтов изменялась от 20 до 70%, а плотность – от 1700 до 2690 кг/м^3 [Zabolotnik S.I., Zabolotnik P.S. 2009].

Результаты и обсуждение

В течение первых десятилетий эксплуатации Якутской ТЭЦ под зданиями, а также на примыкающих к ним участках сформировалась обширная таликовая зона. Основные причины её образования – это тепловыделение от заглубленных объектов и утечки горячих производственных вод непосредственно в грунты основания.

Для промораживания грунтов вокруг южного угла главного корпуса, в непосредственной близости от которого находится циркуляционная насосная станция, в 1967 году были установлены и пущены в работу 6 многотрубных сезоннодействующих охлаждающих установок (СОУ) с объёмом по 500 л

керосина каждая [Гапеев, 1983]. В 1973 г. уже с трёх сторон этой части здания были установлены ещё 17 аналогичных установок (рис. 1, СОУ №№ 1-6 и 7-23).

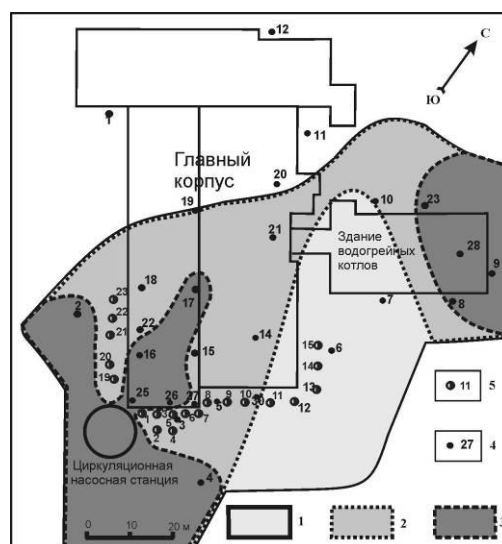


Рис. 1. Изменения площади таликов на площадке ЯТЭЦ с 1976 по 1986 гг.

Границы таликов по данным: 1 – Якутского отделения КраСИСИЗа, 1976 г., 2 – Сибтехэнерго, 1978 г., 3 – Ин-та мерзлотоведения, 1986 г.; 4 – скважина и её номер; 5 – СОУ и её номер.

Ввод в действие СОУ усилил мерзлотный режим грунтов в непосредственной близости от них. Однако полного ожидаемого эффекта по промораживанию оснований фундаментов получить не удалось. Одной из главных причин этого является то, что установки, радиус действия которых не превышает 2,5 м [Хрусталёв и др., 1983], были установлены на расстоянии 1,7-3,5 м от стен здания с шагом от 2,9-3,1 до 5-7 м.

Впервые размеры таликовых зон были уточнены нами в 1982-1986 гг. К этому времени вместо сплошного таликового поля, приводимого в отчётах

Якутского отделения КрасТИСИЗа [1976] и Сибтехэнерго [1978], осталось только 2 разобшённых участка.

Под главным корпусом во время буровых работ талик был вскрыт с глубины 4,3-4,5 м. Нижнюю границу его удалось определить только в самом удалённом от насосной станции месте (см. рис. 1, скв.17), где она с мая 1985 по январь 1986 г. поднялась от 6,5 до 6,1 м. Глубина остальных скважин (4,0-5,5 м) оказалась недостаточной для этого. Тем не менее, на забое температура грунтов в них была положительной и достигала $+1,4...+1,8^{\circ}\text{C}$. Наибольшая мощность талика под зданием не была установлена из-за недостаточной глубины скважин. А на прилегающих к нему участках, вне зоны действия СОУ, она превышала 17 м. Об этом свидетельствуют данные, полученные по скважинам №2 и №4 (см. рис.1) глубиной 17 и 15 м. При бурении в начале июля 1982 г. в них не была достигнута кровля мёрзлых пород, а температура грунтов на глубине 15 м с октября 1982 по декабрь 1985 г. изменялась от близких к нулю значений до $+1,6...+2,1^{\circ}\text{C}$.

Отепляющий эффект от утечек воды проявлялся не только в летнее время, но и зимой, так как замерзающая вода заполняла проветриваемое подполье. В результате образующаяся наледь с одной стороны действовала как изолятор, предохраняя основания от охлаждения наружным воздухом, а с другой – перекрывая подполье, вообще исключала циркуляцию воздуха под зданием. По нашим наблюдениям в конце марта 1986 г. наледь под главным корпусом составляла единое поле, общий объём льда в котором превышал 600 м^3 , и она практически полностью заполняла проветриваемое пространство (рис. 2).



Рис. 2. Заполненное льдом подполье под главным корпусом. Фото Н.И. Новикова, 27 марта 1986 г.

Под частью здания водогрейных котлов и вокруг неё остался гораздо меньший по площади таликовый участок. В то же самое время температура грунтов здесь была намного выше, а мощность талика значительно больше. Пройденная в июле 1982 г. около торца здания скважина 9 (см. рис.1) глубиной 25 м вскрыла водонасыщенную толщу разнородных песков, с 23 м подстилаемую выветрелыми песчаниками, талое или мёрзлое состояние которых при бурении определить не удалось. Однако первый же замер температуры в скважине показал, что кровля многолетнемёрзлых пород (ММП) здесь находится на глубине 24,5 м.

Причина образования талика в этом месте очевидна. Периодически происходящие утечки горячей воды повышали температуру грунтов до $+14...+27^{\circ}\text{C}$. А самая высокая температура была установлена 25 ноября 1985 г., когда на глубине 2 м она достигала $58,0^{\circ}\text{C}$, на 9 м – $+50,7^{\circ}\text{C}$ [Заболотник, Новиков, 1986] (рис.3).

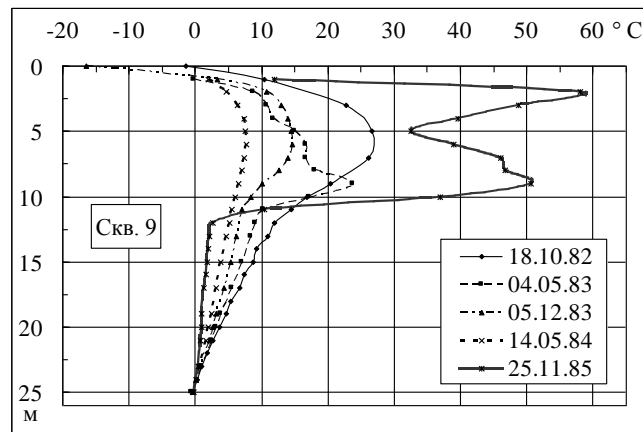


Рис. 3. Влияние утечек горячей воды на температуру грунтов.

В конце апреля 1986 г. наши исследования на территории ЯТЭЦ были завершены и не проводились в течение 16 лет. С 2002 по 2007 гг. осуществлялись только единичные или короткопериодные измерения. Охлаждающие установки к этому времени уже перестали действовать. В результате произошло некоторое расширение размеров таликовой зоны под южной частью главного корпуса. Талик захватил также территорию, примыкающую к юго-восточной стене здания, где расположены СОУ №№ 1-7 (см. рис.1). Он распространился также под пристрой к зданию водогрейных котлов и образовался под зданием углекислотного цеха (УКЦ). Установить точные границы распространения таликов не удалось, так как были уничтожены 10 из 12 скважин при очистке льда в подполье главного корпуса, а также 12 скважин во время ремонтных работ вокруг зданий.

Мощность талика превышала 10,5 м под южным углом главного корпуса и 20-23 м вокруг примыкающей к нему циркуляционной насосной станции. Около северо-восточной части здания водогрейных котлов она изменялась от 17,6 до 26,6 м, а вдоль юго-восточной стены УКЦ – от 10 до 20 м.

В связи с нарастанием осадок фундаментов руководство ЯТЭЦ обратилось к Институту мерзлотоведения с просьбой возобновить исследования с целью разработки мероприятий по обеспечению устойчивости всех сооружений. В связи с этим с ноября 2007 г. мы возобновили ежемесячные измерения температуры грунтов, пробуравив дополнительно скважины в проблемных местах вокруг зданий. В итоге число их вместе с сохранившимися достигло 38, в том числе 16 – непосредственно под зданиями (рис. 4).



Рис. 4. Схема расположения скважин, в которых проводились измерения в 2008-2009 гг.

За два года измерений (2008 и 2009) удалось установить современное состояние криолитозоны на территории ЯТЭЦ, а также определить особенности изменения температурного режима грунтов. К концу 2009 г. на большей части станции сохранилось или было восстановлено мёрзлое состояние грунтов.

Наиболее низкие средние годовые температуры грунтов были установлены вокруг западного угла главного корпуса. В 2008 г. в интервале глубин 4-10,5 м они изменялись от $-3,5$ до $-2,4^{\circ}\text{C}$, а в 2009 – понизились на $0,9...0,2^{\circ}\text{C}$ и варьировали от $-3,9$ до $-2,8^{\circ}\text{C}$ (рис. 5). Это свидетельствует о том, что под этой частью здания и вокруг неё почти восстановилось предпроектное состояние ММП.

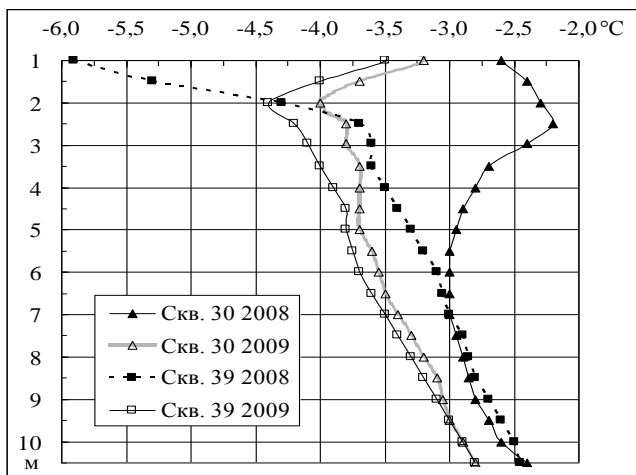


Рис. 5. Средние годовые температуры грунтов около западного угла главного корпуса.

Такие низкие температуры обусловлены тем, что в этой части главного корпуса располагаются только административные службы, и здесь нет агрегатов с большим тепловыделением. Естественно, что в этом месте влияние здания на подстилающие грунты минимально. Понижение температуры в течение второго года в основном обусловлено тем, что средняя годовая температура воздуха в 2009 г. стала

на $0,7^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в 2008. Вокруг большей части главного корпуса, где расположено основное технологическое оборудование, средние годовые температуры стали существенно выше (рис. 6).

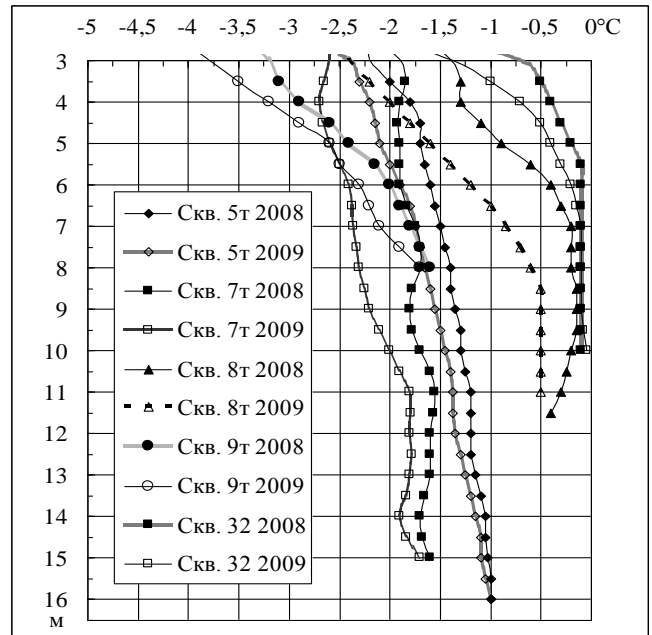


Рис. 6. Средние годовые температуры грунтов вокруг основной части главного корпуса.

В мёрзлых грунтах под южной частью главного корпуса сохранились только 2 скважины глубиной 4-6 м, расположенные вблизи границы с таликовой зоной. Естественно, что средние годовые температуры грунтов под этой частью здания более высокие. На уровне расположения основания фундаментных опор в 2008 г. они изменялись от $-1,2$ до $-0,4^{\circ}\text{C}$ (рис. 7, скв. 14). К сожалению, вмороженные в этой скважине в грунт терморезисторы, в 2009 г. вышли из строя, что не позволило продолжить измерения. Другая скважина вскрыла талые породы на глубине 3 м, средняя годовая температура которых в 2008 г. на глубине 4 м достигала $+1,2^{\circ}\text{C}$. В 2009 г. талые породы вновь промерзли, и температура понизилась до $-0,7^{\circ}\text{C}$ (рис 7, скв. 27).

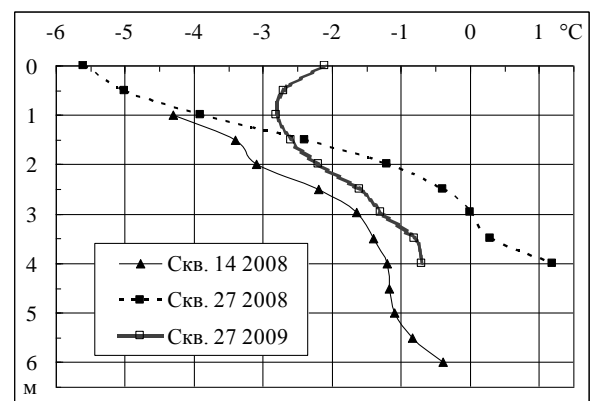


Рис. 7. Средние годовые температуры грунтов под главным корпусом вблизи таликовой зоны.

К южному углу главного корпуса примыкает здание циркуляционной насосной станции, подземная часть которой заглублена более чем на 10 м. Её отапливаемое заглубленное помещение является постоянным источником тепла большой мощности.

Длительное излучение тепла привело к тому, что грунты вокруг станции оттаяли на значительную глубину. В июле 2005 г. при бурении скважины 31, расположенной в непосредственной близости от неё, было установлено, что грунты оттаяли до глубины 23 м, а таликовая зона вокруг распространилась не менее чем на 25 м. В 2008 и 2009 гг. средняя годовая температура грунтов в 1,5 м от циркуляционной насосной станции была положительной во всём диапазоне измерений. В интервале 4-10,5 м она была постоянно выше $+8^{\circ}\text{C}$ и достигала почти $+12^{\circ}\text{C}$ (рис. 8, скв. 31).

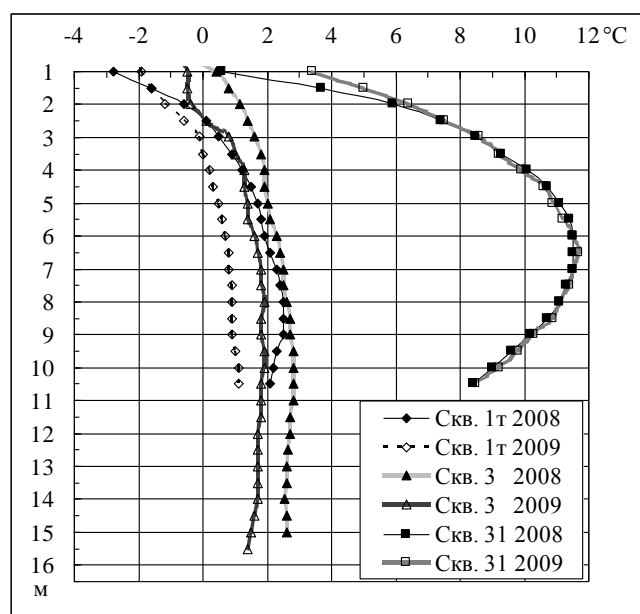


Рис. 8. Средние годовые температуры грунтов в таликовой зоне вокруг циркуляционной насосной станции.

Под южным углом главного корпуса и около внешней стороны стены, скважины расположены в 10-20 м от насосной станции. Естественно, что там средние годовые температуры грунтов уже не столь высокие. В 2008 году они не превышали $+2,8^{\circ}\text{C}$, а в 2009 г. были ниже $+2,0^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 8, скв. 1т и 3).

Пристроенное в 1978 г. к юго-восточной стене главного корпуса здание водогрейных котлов также расположено на мёрзлых и на талых грунтах. Многолетнемёрзлые породы сохранились только под примыкающей к главному корпусу частью здания. К сожалению, в скважинах 7 и 10т, расположенных снаружи около стен здания, с глубины 3-4 м образовались пробки, что не позволило определять температуру ниже их. Тем не менее двухгодичный цикл наблюдений позволяет оценить мерзлотную обстановку и в местах их расположения.

Как и следовало ожидать, наиболее низкие температуры грунтов были установлены около стены котельной, затенённой с запада, юга и востока. Ниже слоя сезонного протаивания, максимальная мощность которого не превышала 3 м [Zabolotnik S.I., Zabolotnik

P.S., 2009], средние годовые температуры грунтов изменялись от $-3,4$ до $-5,2^{\circ}\text{C}$ (рис. 9, скв. 10т).

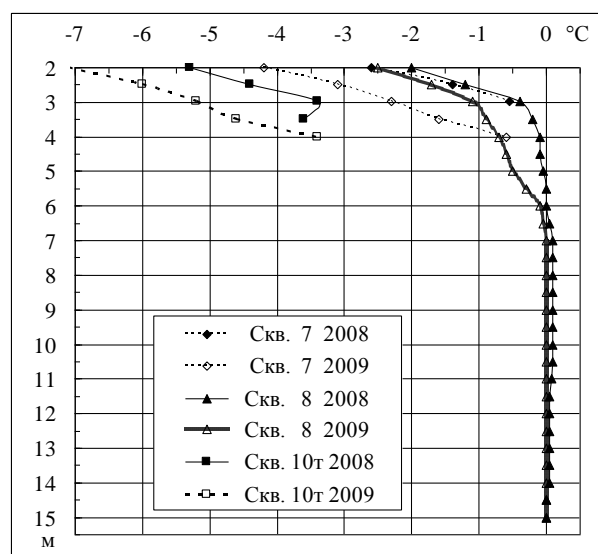


Рис. 9. Средние годовые температуры грунтов около примыкающей к главному корпусу части здания котельной.

Около юго-восточной стены здания водогрейных котлов средние годовые температуры грунтов вблизи главного корпуса, были уже на $2,7-2,9^{\circ}\text{C}$ выше (рис. 9, скв. 7). В 20 м в сторону пристроенной в 1989 г. части здания, они оставались в 2008 г. в отрицательном диапазоне только до глубины 5,5 м. В интервале от 5,5 до 15 м грунты были талыми, однако средняя годовая температура их была не выше $+0,1^{\circ}\text{C}$. В 2009 г. в верхнем пятиметровом слое произошло понижение температуры на $0,5-0,7^{\circ}\text{C}$, нижняя граница мерзлоты опустилась до 6,5 м, а глубже образовалась нулевая зона (рис. 9, скв. 8).

Под упомянутым выше пристроен к зданию водогрейных котлов талик сформировался ещё до начала его строительства из-за утечек горячих производственных вод непосредственно в грунты основания из ранее введенной в строй его части. Хотя перед возведением пристроя котлован промораживался в зимнее время, талик сохранился здесь и до настоящего времени. Перед строительством этой части здания под ней были пробурены 12 скважин 4-метровой глубины (см. рис. 4, скв. №№ 12 т- 23т). К сожалению, 25-метровая скважина № 9 (см. рис. 1) была уничтожена.

Вокруг таликовой зоны под зданием водогрейных котлов средние годовые температуры грунтов были достаточно высокими. На глубине 4 м в 2008 г. они изменялись от $-0,2$ до $-0,5^{\circ}\text{C}$, а в 2009 г. – понизилась до $-0,4...-0,7^{\circ}\text{C}$. Это свидетельствует о постепенном промерзании талика со стороны многолетнемёрзлых пород.

В талике под зданием средние годовые температуры грунтов в 2008 г. на глубине 4 м изменялись от 0 до $+2,9^{\circ}\text{C}$. В 2009 г. они уже не превышали $+2,3^{\circ}\text{C}$, а под северным углом здания в (см. рис. 4, скв. 12т, 17т и 23т) понизились до $-0,1^{\circ}\text{C}$.

В мёрзлых грунтах, окружающих талую зону, мощность сезоннопротаивающего слоя не превышала 3,1 м, в то время как внутри талика грунты

промерзали глубже 4 м. На основании того, что под северным углом здания средняя годовая температура грунтов на глубине 4 м в 2009 г. стала отрицательной, можно лишь утверждать, что глубина сезонномёрзлого слоя увеличилась. Отгадет ли он следующим летом, покажут дальнейшие исследования.

Мощность талика по таким мелким скважинам определить невозможно. Однако можно оценить её по 10-16-метровым скважинам, пробуренным нами в 2005 г. вокруг этой части здания (см. рис. 4). Установлено, что здесь максимальные значения средних годовых температур грунтов в интервале 6,5-8,0 м достигали $+2,5^{\circ}\text{C}$, а мощность талика была более 16 м (рис. 10).

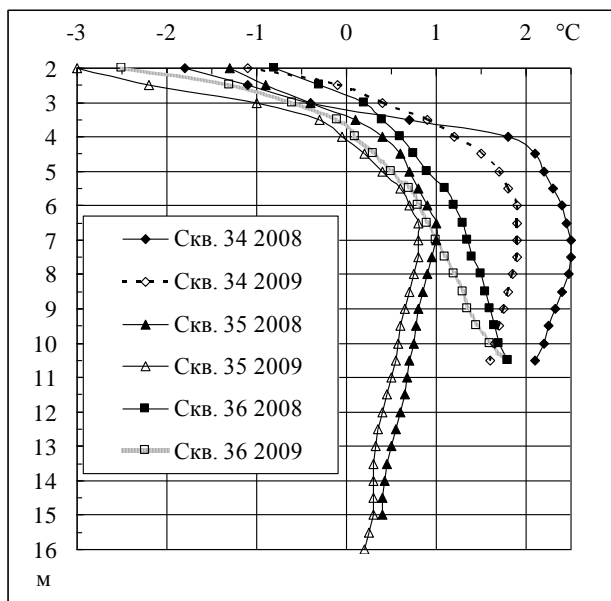


Рис. 10. Средние годовые температуры талых грунтов вокруг пристройки к зданию водогрейных котлов.

Таликовая зона от здания водогрейных котлов узкой полосой протягивается до углекислотного цеха (УКЦ) и захватывает его южную часть.

Непосредственно под УКЦ скважин нет, однако две скважины (37 и 11т), расположенные с двух сторон в непосредственной близости от его стен (см. рис.4), были пройдены в талых грунтах.

При бурении скважины 37 в августе 2005 г. до глубины 19,5 м был вскрыт талик, температура которого на глубине 8-10 м в 2005-2006 гг. изменялась от $+1,0$ до $+2,0^{\circ}\text{C}$. К сожалению, в июне 2006 г. эта скважина была уничтожена. В месте примыкания углекислотного цеха к главному корпусу средняя годовая температура грунтов в 2008 г. в интервале 2-11 м изменялась от $+1,8$ до $+0,1^{\circ}\text{C}$, а верхняя граница многолетнемёрзлых пород возможно находилась на глубине 12 м. Однако в 2009 г. здесь произошли очередные утечки воды. Температура грунтов на глубинах 11-11,5 м повысилась до $+0,5^{\circ}\text{C}$ и, следовательно, мощность талика снова увеличилась (рис. 11, скв 11т).

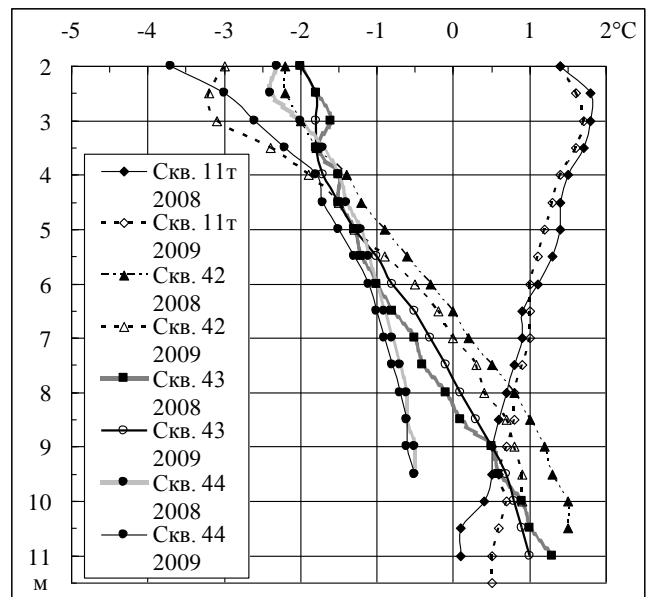


Рис. 11. Средние годовые температуры грунтов около УКЦ (сква. 11т) и вокруг здания химводоочистки.

Здание химводоочистки (ХВО) находится на удалении от основных производственных корпусов. Измерения температуры в расположенных вокруг него трёх скважинах, показали, что сплошная мерзлота находится только под его западной частью. Однако средняя годовая температура грунтов здесь достаточно высокая. Кроме того, она повышается с глубиной, достигая $-0,5^{\circ}\text{C}$ на глубине 9,5 м (рис. 11, скв. 44).

Вокруг восточной части здания ХВО мёрзлые породы в 2008 г. залегали под слоем сезонного протаивания, глубина которого составляла 2,9 м, до глубины 6,5-8,2 м. В 2009 г. около северной стены температура грунтов понизилась, и нижняя граница ММП опустилась до глубины от 7,0 м. Около южной стены, наоборот, температура повысилась, и граница ММП поднялась до 7,8 м. Средняя годовая температура подстилающих талых грунтов достигала $+1,0...+1,5^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 11, скв. 42-43).

Двухгодичный цикл измерений температуры грунтов позволил определить характер изменения состояния криолитозоны на территории ЯТЭЦ. Анализ средних годовых температур грунтов показывает, что площади распространения таликов под зданиями до настоящего времени остаются достаточно большими. В 2008 г. фундаменты южного угла главного корпуса, восточной части здания водогрейных котлов и юго-восточной части углекислотного цеха опирались на талые грунты (рис.12).

Как уже указывалось выше средняя годовая температура воздуха в 2009 г. стала на $0,7^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в 2008 г. Это отчасти повлияло на изменение температурного режима грунтов в основании фундаментов всего комплекса сооружений. В частности, понизились температуры грунтов под северной частью главного корпуса, а под южным углом немного сократилась площадь таликовой зоны (рис. 13).

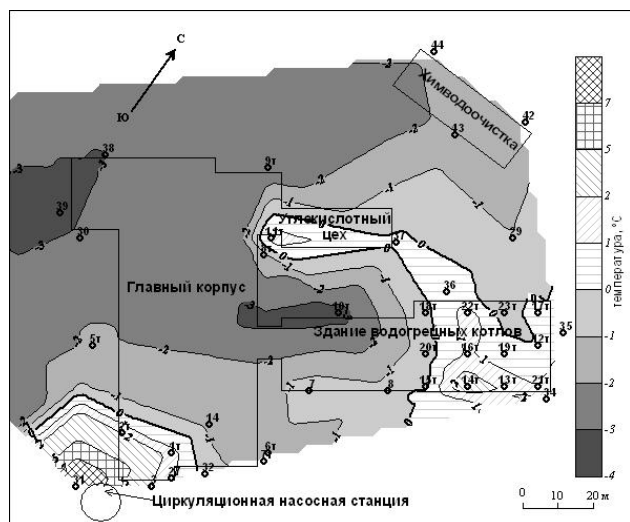


Рис. 12. Средние годовые температуры грунтов на глубине 4 м в 2008 году.

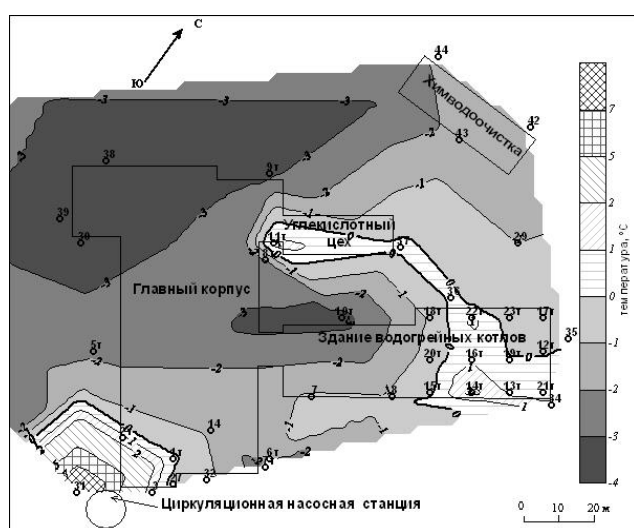


Рис. 13. Средние годовые температуры грунтов на глубине 4 м в 2009 году.

Под зданием водогрейных котлов также произошло небольшое сокращение площади талика. Частично он промёрз в верхней части со стороны примыкания к главному корпусу, а, кроме того, под северным углом здания (см. рис. 13).

Что касается здания углекислотного цеха, то существенных изменений в температурном режиме прилегающих грунтов за два года не обнаружено. Скорей всего это обусловлено периодически происходящими утечками воды в грунты основания.

Заключение

Таким образом, к настоящему времени на территории Якутской ТЭЦ произошли довольно сильные изменения геокриологической обстановки. В последние годы наблюдается восстановление температурного режима грунтов в основании зданий и на примыкающим к ним участках. Однако происходит оно очень медленно и на полное восстановление мерзлого состояния грунтов понадобятся многие

годы. Поэтому необходим постоянный контроль температур грунтов, позволяющий на его основе своевременно проводить инженерные мероприятия для обеспечения устойчивости всех сооружений.

Литература

- Гапеев С.И. 1983 Опыт использования охлаждающих установок в районах распространения вечной мерзлоты / *Регулирование температуры грунтов основания с помощью сезоннодействующих охлаждающих устройств*. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО АН СССР, с. 41-58 (in Russian).
- Заболотник С.И., Новиков Н.И. 1986. Динамика температурного режима, сезонного и многолетнего протаивания (промерзания) грунтов и осадки фундаментов Якутской ТЭЦ. – Якутск: Институт мерзлотоведения СО АН СССР. – 355 с. (in Russian).
- Заключение по результатам обследования зданий и сооружений и изготовлению контрольного цикла наблюдений Якутской ТЭЦ. 1978 / Гилевич В.Г., Неупокоев Г.Н. – Москва-Новосибирск: «Сибтехэнерго». – 37 с. (in Russian).
- Технический отчёт по результатам инженерно-геологических изысканий на участке расширения Якутской ТЭЦ. 1976. – Красноярск – Якутск: Объединение «Стройизыскания», КрасТИСИЗ, Якутское отделение. – 43 с. (in Russian).
- Хрусталёв Л.Н., Янченко О.М., Наумова Л.А. 1983. Опыт и перспективы использования автономных парожидкостных охлаждающих устройств в строительстве на вечномёрзлых грунтах / *Регулирование температуры грунтов основания с помощью сезоннодействующих охлаждающих устройств*. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО АН СССР, с. 3-12. (in Russian).
- Цытович Н.А., Салтыков Н.И., Жуков В.Ф., Мельников П.И. 1947. Фундаменты электростанции на вечной мерзлоте (опыт проектирования, возведения и эксплуатации Якутской центральной электростанции по принципу сохранения вечной мерзлоты). Москва-Ленинград: Издательство Академии наук СССР, 104 с. (in Russian).
- Zabolotnik S.I., Zabolotnik P.S. 2009. Ground Temperatures beneath the Buildings of the Yakutsk CHP Plant. – EISOPe 2009. Proceedings of the Eighth International Symposium on Permafrost Engineering. Ming Huo, Wei Ma & Fujun Niu (eds.). Lanzhou University Press: 318-323 (in China).

Территориальные биосферные ресурсы криолитозоны Большеземельской тундры в условиях интенсивного освоения месторождений углеводородного сырья

Т.Ю.Зенгина

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Г.Г. Осадчая

Институт управления, информации и бизнеса, кафедра экологии и природопользования

Реферат

Криолитозона Большеземельской Тундры входит в состав Северного Евразийского центра стабилизации окружающей среды и ее сохранность является основой устойчивого развития региона. На базе расчетов, проведенных для ряда давно осваиваемых месторождений, показано, что в случае начала активной эксплуатации всех разведанных углеводородных ресурсов, через 20-30 лет рост площади нарушенных земель может привести к утрате биосферных функций криолитозоны и невозможности развития в ее пределах традиционных видов природопользования.

Ключевые Слова: Биосферное равновесие; криолитозона; месторождения; природопользование.

Российский Север входит в состав Северного Евразийского центра стабилизации окружающей среды и является своеобразным гарантом равновесного состояния не только регионального, но и глобального уровня. Обширные, пока малонарушенные регионы Российского Севера, могут быть отнесены к так называемым территориальным биосферным ресурсам, которые по определению Н.Ф.Реймерса [1994] представляют собой территории с устойчивыми сохранившимися экосистемами, способными к естественному воспроизводству и не утратившими биосферных функций. В современном определении территориальные биосферные ресурсы – участки земной поверхности, несущие общепланетарные биосферные функции и не подверженные заметному антропогенному воздействию. Поэтому Большеземельская тундра, как часть этой территории, представляет огромный интерес с точки зрения возможности сохранения биосферного равновесия в пределах северо-востока Европейской территории России.

Однако Большеземельская тундра является частью богатейшей Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПНГП) и в перспективе разработка месторождений углеводородного сырья может привести к серьезным экологическим проблемам в этом регионе, тем более что наличие многолетнемерзлых пород (ММП) предопределяет формирование здесь достаточно хрупких и уязвимых для внешнего воздействия экосистем. В последние десятилетия земли ТПНГП уже стали ареной активного развития нефте- и газо-добывающей промышленности, а также транспортной, преимущественно трубопроводной инфраструктуры. Площади земель вовлеченных в промышленное использование растут с каждым годом. Большая часть месторождений пока не введена в эксплуатацию, а только планируется к разработке. Поэтому изучение современного экологического состояния криолитозоны ТПНГП, перспектив ее дальнейшего освоения, а также связанных с этим нарушений

природной среды, представляет огромный интерес с точки зрения сохранности этой территории и как части Северного Евразийского центра стабилизации биосферного равновесия, и как основы традиционного природопользования в регионе.

Зональные ландшафты криолитозоны Большеземельской тундры представлены подзонами тундры, преимущественно южной кустарниковой, а также - южной и северной лесотундры и крайнесеверной тайги. В зональном аспекте выделяют северную криолитозону с преимущественным развитием ММП и наиболее низким потенциалом самовосстановления и южную криолитозону с распространением преимущественно талых пород и более высоким потенциалом самовосстановления (Тумель, Королева, 2008).

Условно можно считать, что геоэкологическая зональность в пределах Большеземельской тундры соответствует зональным ландшафтам (табл.1, рис.1). При этом подзоны тундр и северной лесотундры совпадают с северной криолитозоной, для которой характерно развитие сплошной и прерывистой мерзлоты. А зона южной лесотундры и северной части крайнесеверной тайги практически совпадает с южной криолитозоной, характеризующейся развитием массивно-островной и островной мерзлоты.

В соответствии с теорией биотической регуляции биосферы В.Г.Горшкова (1990) и расчетами Н.Ф.Реймерса (1994), проведенными для различных зональных сочетаний природных условий, показатель оптимального, т.е. обеспечивающего экологическое равновесие, соотношения между интенсивно эксплуатируемыми и экстенсивно используемыми территориями для всей криолитозоны Большеземельской тундры составляет менее 10%. Основным параметром при назначении этого показателя явилась величина годовой продукции фитомассы. При этом, вполне очевидно, что размер допустимой к интенсивной эксплуатации площади в северной части криолитозоны существенно ниже 10%,

так как объем годовой фитомассы здесь примерно в два раза меньше, чем в южной криолитозоне. Условно

он может быть определен в пять и менее процентов.

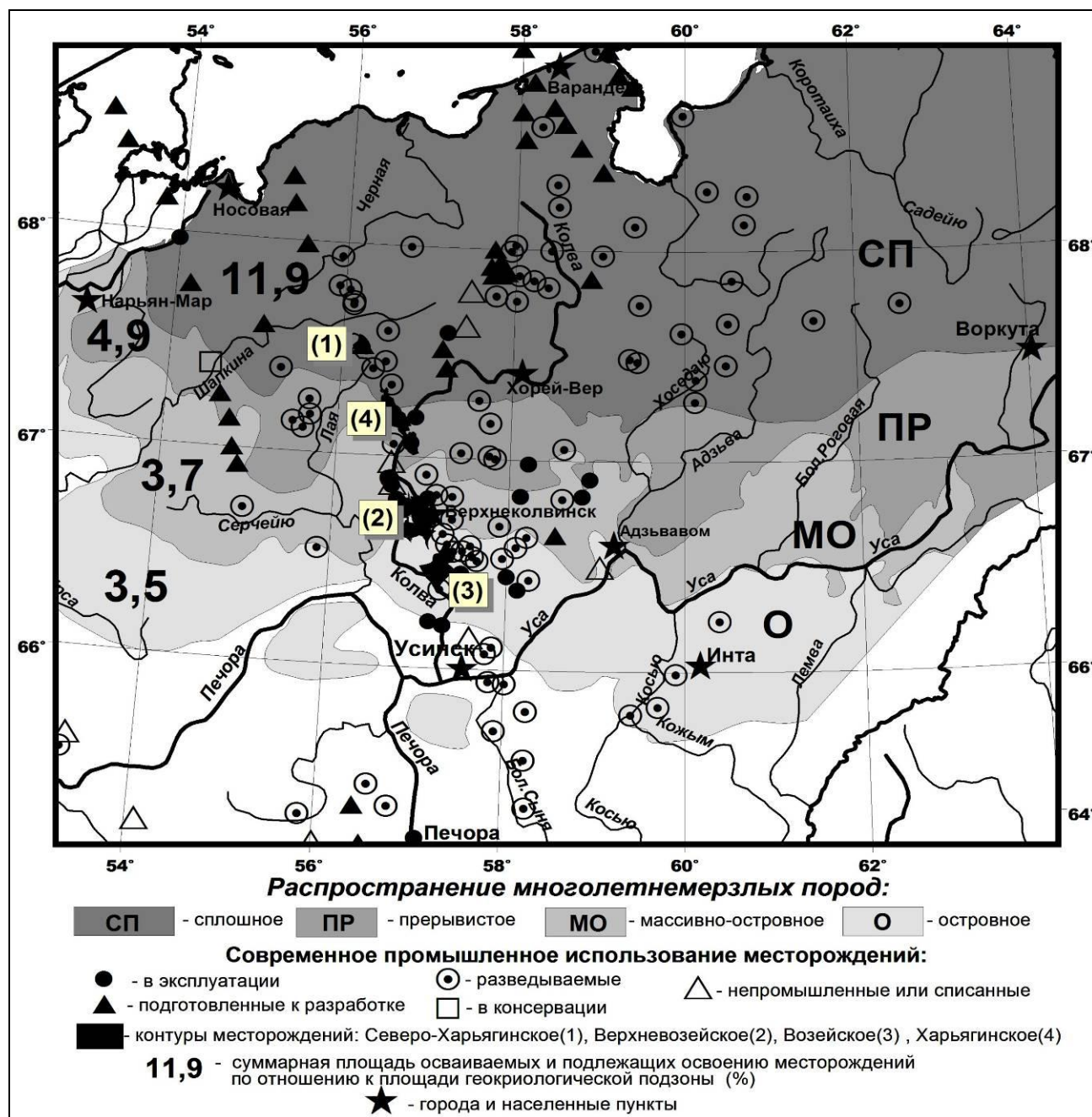


Рис.1. Современное состояние и перспективы освоения нефтегазоносных месторождений криолитозоны Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

Для оценки современного состояния Большеземельской тундры проводился анализ степени нарушенности территории с использованием данных полевых исследований, статистических и картографических материалов, данных кадастрового учета земель (объектов недвижимости), материалов аэрофото- и космосъемки. Обработка дистанционной информации проводилась с использованием программ ArcView-3.2, ArcGIS-9.2, GlobalMapper-11, а также специализированного пакета IDRISI для обработки и дешифрирования многозональных снимков. В качестве материалов дистанционного зондирования использовались зональные изображения LANDSAT-7/ETM+ с пространственным разрешением 30 м для

тематически ориентированного RGB-синтеза и получения цветных изображений в псевдоцветах, а также - цветосинтезированные снимки ASTER/Terra с разрешением 15 м. Кроме того, широко привлекались космические изображения, представленные в интернете на портале Google-map. Для наиболее освоенных регионов сайт предлагает высокдетальные изображения с пространственным разрешением существенно менее 10 м, что обеспечило возможность выявления мельчайших деталей и крупномасштабного картографирования нарушенных территорий.

На первом этапе проводилась оценка степени нарушенности земель криолитозоны

Большеземельской тундры в пределах селитебных и прилегающих к ним территорий. Проведенные работы показали, что максимальные нарушения приходятся на районы городов Воркута, Инта (включая участки расположения инфраструктурных объектов угледобычи), Нарьян-Мар, поселков и деревень (в том числе заброшенных), а также вдоль железной дороги

Москва-Воркута, вдоль бетонной автодороги Усинск-Харьга, на участках подземной прокладки нефтепроводов и газопроводов, грунтовых автодорог и зимников. Расчеты показали, что в целом только за счет селитебных территорий и крупных линейных объектов в северной криолитозоне нарушено порядка 0,1 % земель, а в южной - 0,6 %.

Таблица 1. Соответствие природной и геоэкологической зональности Большеземельской тундры

Природные зоны и подзоны	Геоэкологическая подзона (% от общей площади криолитозоны)	Площадь мерзлых пород (%)	Геоэкологическая зона (% от общей площади криолито-зоны)	Допустимая площадь интенсивной эксплуатации
зона тундр	<i>сплошного</i> распространения ММП (43%)	> 90	северная криолитозона (58 %)	< 5%
подзона северной лесотундры	<i>прерывистого</i> распространения ММП (15%)	50-90		
подзона южной лесотундры	<i>массивно-островного</i> распространения ММП (17%)	10-50	южная криолитозона (42 %)	< 10%
северная часть подзоны крайнесеверной тайги	<i>островного</i> распространения ММП (25%)	< 10		

На втором этапе оценивалась степень нарушенности земель на участках добычи углеводородного сырья. Наиболее существенные нарушения зафиксированы на эксплуатируемых и законсервированных месторождениях. Таких месторождений в пределах криолитозоны Большеземельской тундры порядка 20. Для

детального анализа выбраны четыре нефтяных месторождения Колвинского мегавала с достаточно продолжительным сроком освоения. Анализ ситуации и подсчет нарушенных площадей проводились по аэрофото- и космоснимкам последних лет и представлены в таблице 2.

Таблица 2. Нарушенность земель на некоторых месторождениях углеводородного сырья в пределах криолитозоны Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

Месторож-дение	Период эксплуатации (лет)	Распространение ММП	Наличие крупных линейных сооружений	Общая площадь нарушенности (%)	Потенциал территории для развития оленеводства
Северо-Харьга-гинское	10	<i>Сплошное</i>	Бетонная автодорога, магистральный нефтепровод	1	Сохранен
Харьгагинское	20-25	<i>Сплошное</i> (на 32 % площади)	Отсутствуют	2	Частично сохранен
		<i>Прерывистое</i> (на 68 % площади)	Бетонная автодорога, магистральный нефтепровод	8	Утрачен в значительной степени
Верхневозейское	25-30	<i>Массивно-островное</i>	Бетонная автодорога, магистральный нефтепровод	5	Утрачен
Возейское	30	<i>Массивно-островное</i> (на 10 % площади)	Бетонная автодорога, магистральный нефтепровод	8	Утрачен
		<i>Островное</i> (на 90 % площади)	Бетонная автодорога, магистральный нефтепровод	13	Утрачен

Анализ полученной информации показал, что через 20-30 лет после начала освоения, при наличии развитой транспортной инфраструктуры, фиксируется существенное превышение биосферной емкости территории месторождения, связанное с ростом площади нарушенных земель в его пределах. Как правило, утрачиваются и социальные функции

территории, в первую очередь - возможность ее использования для оленеводства, являющегося традиционным видом природопользования для данного региона (наносится ущерб и другим традиционным видам природопользования - рыболовству и охоте). Наиболее острая ситуация отмечается для месторождений, где имеются

межпромысловые дороги с твердым покрытием и нефтепроводы большого диаметра.

Для оценки ситуации, возможной в случае начала освоения всех разведанных месторождений, была посчитана их суммарная площадь. Подсчеты показали, что доля площади месторождений от общей площади геокриологических подзон возрастает с юга на север, что вполне объяснимо, учитывая воронкообразную расширяющуюся к северу форму ТПНГП. Так, от подзоны островного к подзоне сплошного распространения ММП суммарная площадь месторождений по отношению к общей площади подзоны составляет соответственно 3,5%, 3,7%, 4,9%, 11,9% (рис.1). При этом, допустимая площадь интенсивно эксплуатируемых территорий, напротив, уменьшается по направлению с юга на север. Поэтому вполне очевидно, что освоение всех разведанных месторождений в совокупности с уже имеющейся транспортной инфраструктурой и селитебными объектами приведет к превышению естественных ограничений, обусловленных физическими параметрами этого пространства и утрате биосферных функций криолитозоны, во всяком случае, в ее наиболее уязвимой северной части.

Чтобы сохранить Большеземельскую тундру как часть экологического пространства России, необходимо пересмотреть существующий подход к освоению углеводородных ресурсов криолитозоны Европейского Северо-Востока. Основным объектом охраны следует считать территориальный биосферный ресурс и при выдаче лицензий на недропользование требуется оговаривать, а в дальнейшем строго контролировать общий допустимый объем использования земельных ресурсов под промышленную инфраструктуру. Одновременно при территориальном планировании еще на прединвестиционном этапе необходимо четко определить ограничения к природопользованию,

которые бы позволили учесть не столько экономические, сколько экологические и социальные функции территории (Осадчая, 2009). Для более действенного контроля процесса использования участков криолитозоны следует возратить самостоятельный статус экологической экспертизе, причем проводить ее для месторождения в целом, а не только для отдельных его объектов. При механическом нарушении и химическом загрязнении поверхности необходимо немедленно приступать не просто к рекультивации, а к научно-обоснованному природовосстановлению, что обеспечит сокращение сроков восстановления исходных экосистем (Экологические принципы..., 2009).

Литература

- Горшков В.Г. Энергетика биосферы и устойчивость состояния окружающей среды//Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. Теоретические и общие вопросы географии. Т.7. – М.: 1990, 238 с.
- Осадчая Г.Г. Сохранение территориального ресурса как одно из условий устойчивого развития криолитозоны (на примере Большеземельской тундры) / Криосфера Земли, 2009, т.ХІІІ, № 4, с.24-31
- Реймерс, Н.Ф. Экология (теории, законы, правила, принципы и гипотезы) – М.: Россия Молодая, 1994. – 367 с.
- Тумель Н.В., Королева Н.А. Мерзлотно-ландшафтная дифференциация криолитозоны России как основа эколого-геологических исследований / Инженерная геология, 2008, №2, с.11-14
- Экологические принципы природопользования и природовосстановления на Севере/ Коллектив авторов. Отв.редактор И.Б.Арчегова. – Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 2009. – 176 с.

Оценка кризисных экологических ситуаций в осваиваемых районах криолитозоны Тюменского Севера

Л.И. Зотова, С.Ю. Дедюсова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Реферат

Раскрывается методический прием формирования кризисных экологических ситуаций (КЭС), основанный на матричном учете степени механической нарушенности (вследствие воздействия инженерных сооружений наряду с перевыпасом оленьих стад) и потенциала устойчивости ландшафтов. Проведена систематизация антропогенной нагрузки по видам и интенсивности проявления. Предложен графоаналитический способ сопоставления разнородных показателей мерзлотно-экологического состояния ландшафтов; определена размерность экспертных балльных оценок; вычислены интегральные коэффициенты опасности хозяйственного освоения.

Ключевые Слова: геоэкология; ГИС-картографирование; кризисные экологические ситуации; криолитозона; устойчивость ландшафта; экспертные оценки.

Введение

Экологическое состояние территории определяется соотношением антропогенных нагрузок и возможностей ландшафта им противостоять. Если внешняя нагрузка превышает порог устойчивости ландшафта – возникает неблагоприятная экологическая ситуация. В нормативных документах Минприроды РФ по охране природы определена пятиступенчатая градация экологических ситуаций: относительно удовлетворительная, напряженная, критическая, кризисная и катастрофическая. Критерии их выявления – утрата природных ресурсов и невозможность их восстановления в криолитозоне дополняются степенью проявления криогенных и дефляционных процессов в связи с изменениями теплового и влажностного режимов литогенной основы ландшафта. Первые четыре категории ситуаций имеют обратимый характер, их следует рассматривать в качестве стадий формирования кризисных экологических ситуаций (КЭС). Установлено, что в криолитозоне КЭС определяется резкой активизацией криогенных процессов и радикальным изменением биоты, приводящих к устойчивому отрицательному изменению природного ландшафта и составляющих угрозу функционированию инженерных сооружений (Тумель и др. 2008).

Оценка формирования КЭС основана на совокупном учете двух факторов:

- степени механической нарушенности почвенно-растительного покрова вследствие воздействия инженерных сооружений наряду с перевыпасом оленьих стад;
- потенциала устойчивости ландшафтов к этим видам нарушений, что выражается в их способности противостоять активизации криогенных и дефляционных процессов (Зотова и др. 2007).

Региональные особенности формирования неблагоприятных мерзлотно-экологических ситуаций локального уровня и ГИС-версия их картографирования рассматриваются на примере

Ямбургского и Харвутинского газоконденсатных месторождений, расположенных в субарктической природной зоне Тазовского полуострова со сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Здесь наиболее опасными являются такие механические нарушения поверхности, которые приводят к повышению среднегодовой температуры грунта, увеличению глубины сезонного протаивания и, вследствие этого, к снижению прочностных свойств грунтов и активизации экзогенных геологических процессов.

Применение различных методов экспертных балльных оценок позволили ранжировать эти территории по опасности активизации криогенных процессов, по качеству пастбищ домашнего северного оленя и, в итоге, по типам различных экологических ситуаций.

Методика

Все виды оценочных исследований проводятся на ландшафтной основе с помощью экспертных оценок. При оценке КЭС категории интенсивности механической нагрузки сопоставляются с градациями устойчивости природных ландшафтов матричным способом. Антропогенная нагрузка разной интенсивности ранжируется с учетом характера освоения по типам и видам механических нарушений, остаточной оленеемкости, скорости восстановления растительности, доле нарушенных земель (Зотова и др. 2007).

При оценке мерзлотно-экологического состояния ландшафтов выбираются отраслевые критерии, которые типизируются по трем-четырем градациям риска освоения, и далее различными приемами сопоставляются. Для выявления связи факторов (критериев) между собой применяют различные математические методы: корреляционный, регрессионный, кластерного анализа и др.

Число и спектр этих показателей различны в зависимости от региональной специфики и масштаба исследований. Автономная процедура выбора

факторов отраслевой оценки хорошо известна. Так, при оценке литокриогенного состояния для инженерных целей выбирается ряд критериев, влияющих напрямую на потенциальную активизацию нежелательных криогенных процессов, связанных с фазовыми переходами воды. Это льдистость и температура мерзлых пород, глубина сезонного протаивания или промерзания, рельеф, теплоизоляционные свойства растительности и скорость ее самовосстановления. Для экологической оценки качества пастбищ домашнего северного оленя и степени их дигрессии выбираются показатели кормообеспеченности, плотности и продолжительности выпаса оленей, а также скорости самовосстановления кормовых фитоценозов. Трудности возникают при проведении интегральной экспресс-оценки разнородных факторов мерзлотно-экологического состояния территорий с различными единицами измерения.

Для этого применяют количественные критерии оценки – индексы, как то: коэффициенты мерзлотно-устойчивости – $KМУ$, экологической опасности – $KЭО$, коэффициент опасности – $Kо$ и пр. (Тумель и др. 2008, Шполянская, Зотова 2010, Зотова, Дедюсова 2011б).

Процедура интегральной оценки литокриогенного и биоресурсного состояния ландшафтов с помощью этих индексов следующая:

- 1) отбор критериев (показателей) экологической опасности, которые определяют активизацию криогенных процессов и ресурсный потенциал территории;
- 2) составление таблицы шкалы градаций балльных интервалов для их ранжирования по риску хозяйственного освоения;
- 3) присвоение каждому ландшафту балльной оценки в соответствии с таблицей;
- 4) ранжирование всех ландшафтов по уязвимости к освоению с учетом градаций расчетных индексов;
- 5) оценочное картографирование.

В случае использования статистической программы расчета интегральных индексов дополнительно (до ранжирования) проводят еще две операции:

3а) экспертное назначение значений интегрального индекса (от 0 до 1) по каждому ландшафту на основе фактической оценки интенсивности и спектра проявления процессов наряду с биоресурсной значимостью;

3б) анализ корреляционной связи с целью отбраковки второстепенных критериев и получение уравнения множественной регрессии для расчета «суммарного балла опасности» (например, $KЭО$) по каждому ландшафту.

Во всех случаях традиционно используют экспертные баллы, которые либо просто складывают, либо выводят среднее арифметическое (реже – среднее геометрическое), либо используют расчетно-статистический метод многофакторного корреляционного анализа свойств биотической и литокриогенной основы ландшафтов. Достоинство баллов – возможность численного сопоставления количественных и качественных характеристик. Недостаток – субъективизм при выборе показателей и

при построении шкалы ранжирования, а также отсутствие у баллов некой размерности. Для более корректной оценки ряд ученых предлагают определять размерность баллов, используя так называемые «центры качества» с построением интервальной шкалы (рис. 1).

Исходная позиция такова. Качество может изменяться в определенных пределах, эти изменения непрерывны, но конечны. Тогда весь диапазон изменения качества можно приравнять к 100% и, разделив его на 100 равных частей, получить «цент качества». «Цент качества» – это одна сотая часть от всего возможного диапазона изменений любого параметра (Симонов 1997). Так как интервальная шкала имеет меру, то все баллы, полученные с ее помощью, будут иметь имя и соответствующую размерность. Интервальная шкала центов – это фактически масштабная линейка для определения расстояний между баллами.

На сегодняшний день способ экспертной оценки риска хозяйственного освоения по «центам качества» апробирован при выявлении лавиноопасных районов в рамках оценочного мелкомасштабного ГИС-картографирования. Графоаналитический способ уместен при проведении оценочных исследованиях в разных масштабах – от обзорного мелкого до крупного, особенно при сравнительной оценке территорий по одним и тем же параметрам. Так, с помощью centовой шкалы определялась размерность разнородных факторов для составления карты устойчивости криолитозоны Западной Сибири (Шполянская, Зотова 2010). По причине наглядной и лаконичной формы представления результатов этот метод используется и в учебном процессе.

В работе посчитаны интегральные коэффициенты опасности по каждому ландшафту тестовых участков не только традиционным методом – по баллам, но и по «центам качества» на фоне более дробной centовой шкалы.

Результаты исследований

Для оценки интенсивности проявления криогенных процессов использовано пять параметров:

- среднегодовая температура многолетнемерзлых пород (T) – с понижением температуры снижается вероятность развития опасных процессов и возрастает скорость их затухания;
- суммарное льдосодержание (W) – характеризуется наличием льда в породах в слое до глубины 10 м, с протаиванием которого связано большинство криогенных процессов;
- протекторные свойства растительности (P) – теплоизоляционные свойства почвенно-растительного покрова (с учетом проективного покрытия и мощности напочвенного мохово-лишайникового яруса, торфяного горизонта и снегозадерживающей способности кустарников) и закрепляющие свойства корневой системы растений (слабое влияние на возникновение процессов оказывает лишайниковый покров, а наиболее сильное – мохово-торфяной покров);
- состав грунтов (S), от которого зависит изменение мощности слоя сезонного оттаивания – чем грубее и

крупнее состав грунтов, тем больше это изменение при техногенезе;

- степень расчленения и крутизна склонов (F) – дополнительный «региональный» параметр рельефа, который был введен в оценочную шкалу Харвугинского тестового участка для усиления весомости опасных термоэрозионных процессов (оползни-сплывы), часто проявляющихся на этой территории.

Эколого-биотическое состояние ландшафтов оценивалось по двум показателям:

- потенциал самовосстановления растительного покрова (V) – чем медленнее происходит восстановление растительности и возрастание ее проективного покрытия, тем больше риск освоения;

- ресурсный потенциал территории (R) – в данном случае характеризуется продуктивностью пастбищ домашнего северного оленя, выраженную через удельную оленеемкость (количество голов, способных прокормиться за 1 день на 1 га пастбища).

Далее выбранные параметры калибровались по шкалам градаций (рис. 1), где степень влияния каждого природного фактора на степень нарушения ландшафта оценивается в баллах по верхней шкале и в центах по нижней шкале. По этим шкалам можно проводить сравнительную оценку как регионов, так и ландшафтов. В этой работе оцениваются ландшафты.

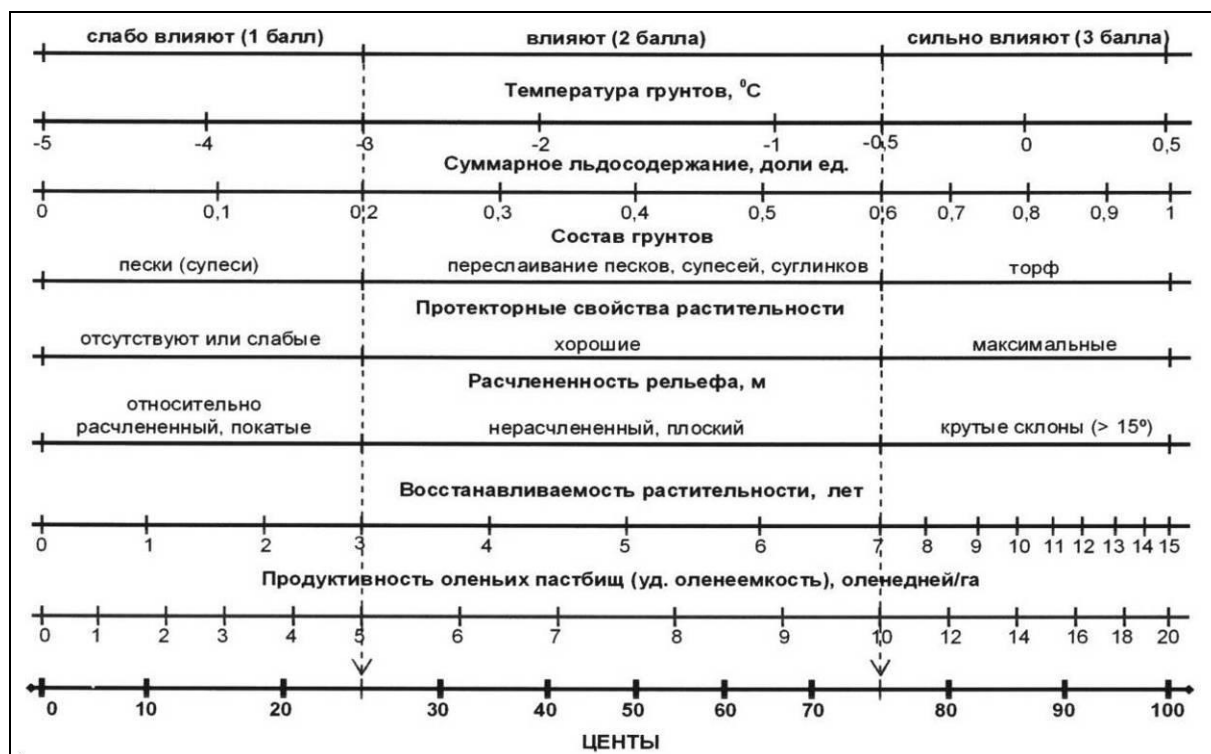


Рис. 1. Соотношение оценочных шкал показателей, влияющих на опасность хозяйственного освоения в тундре

Процедура привязки балльных оценок на шкале центов качества (рис. 1) следующая. Рисуется две шкалы: на нижней интервальной откладывают центы качества, а на верхней шкале – баллы. Между ними размещают шкалы ведущих индикаторных факторов. В данном случае их семь. Эти факторы не коррелируют друг с другом и, как правило, их шкалы имеют различное число градаций. Далее проводят рубежи балльных оценок влияния на опасность освоения с учетом выбранных факторов. Проекция этих рубежей на нижнюю интервальную шкалу и позволяют выразить балльную оценку верхней шкалы в центах. При этом традиционные оценки в баллах не только сохраняются, но и дополняются оценкой их собственного веса в центах в интервале от 0 (не опасно) до 100 (очень опасно).

Из рисунка 1 следует, что высокая опасность проявления экзогенных процессов (балл 3) возникает в плоских слаборасчлененных заторфованных ландшафтах или же на крутых склонах со

среднегодовой температурой грунта близкой к 0°C, с льдистостью более 60 %, с медленной восстанавливаемостью (более 7-10 лет), с максимальными протекторными свойствами почвенно-растительного покрова. Если эти ландшафты к тому же являются ценными пастбищными угодьями с оленеемкостью более 10 оленедней/га, то опасность их хозяйственного освоения резко увеличивается. Это гипотетически. На практике таких ландшафтов мало, большинство стремится уйти в средний класс опасности.

Таким образом, каждому ландшафту соответствуют значения семи показателей в центах, по которым вычислялась не сумма, а среднее геометрическое, которое мы назвали коэффициентом опасности K_o (Зотова 2011a). Чем меньше значения K_o данного ландшафта, тем выше его устойчивость и, следовательно, ниже опасность освоения.

Для выявления причинно-следственной зависимости между показателями нами использовался

статистический метод, апробированный на ряде месторождений Тюменской области. Интегральный индекс риска освоения выражается через коэффициент экологической опасности (КЭО), позволяющий провести многофакторный корреляционный анализ свойств биотической и литокриогенной основы ландшафта и вывести уравнения множественной регрессии (Зотова, Дедюсова 2011б). По сути КЭО это количественная мера степени экологического риска, изменяемая от 0 до 1. Чем больше его значение, тем выше вероятность активизации криогенных процессов и ущерб оленьим пастбищам. Коэффициенты корреляции (показатели весомости) параметров между собой и с экспертно выведенной оценкой КЭО выявили среди них спектр наиболее значимых и отбраковали второстепенные.

Так, выяснилось, что из всех семи параметров наибольшие коэффициенты корреляции с КЭО, а значит и наибольшее влияние на риск хозяйственного освоения, оказывают протекторные свойства почвенно-растительного покрова (P), темп самовосстанавливаемости (V) и продуктивность оленьих пастбищ (R), другими словами – эколого-биотические критерии.

В итоге по Харвутинскому ключевому участку получено два уравнения множественной регрессии по баллам (1) и по «центам качества» (2), которые имеют вид:

$$KЭО = -0.433 + 0.047T + 0.028W + 0.176P + 0.021S + 0.066F + 0.098V + 0.107R \quad (1)$$

$$KЭО = -0.057 + 0.002T + 0.002W + 0.003P + 0.002S + 0.001F + 0.003V + 0.002R \quad (2)$$

К группе опасных для освоения ландшафтов как по мерзлотным, так и по биотическим критериям были отнесены кустарниковые сообщества крутых склонов и торфяники со значениями КЭО по баллам и по

центам выше 0,75, а также ландшафты со значениями Ko по баллам $\geq 2,0$ и Ko по центам $\geq 50,0$. В этой группе ландшафтов антропогенные нарушения механического характера должны быть полностью запрещены.

К группе относительно безопасных для освоения ландшафтов с КЭО по баллам и по центам ниже 0,45, а также с Ko по баллам $\leq 1,5$ и Ko по центам $\leq 30,0$ отнесены дефляционные раздувы и травяно-гипновые болота, а также сухие дренированные лишайниковые тундры на песках. В ландшафтах этой группы механические нарушения в ходе освоения допустимы, хотя и с некоторыми ограничениями.

На основании этого ранжирования были составлены четыре оценочные карты по разным вариантам расчетов для двух интегральных индексов опасности – Ko и КЭО – по баллам и по «центам качества» для каждого.

Подсчет площадей ландшафтов тестовых участков по ареалам опасности показал, наиболее достоверен способ многофакторного корреляционного анализа отраслевых параметров с выводом уравнения множественной регрессии для расчета КЭО в центах по каждому ландшафту (Зотова, Дедюсова 2011б).

Установлено, что оценка по центам более детальна, но при этом расширяется спектр ландшафтов, отнесенных к среднему классу опасности. Таким образом, оценка возникновения КЭС в центах занижается по сравнению с той же оценкой в баллах по причине вариации (относительного разброса) значений отраслевых параметров.

Для систематизации антропогенных воздействий газопромыслов Тюменского Севера была разработана четырехступенчатая шкала нагрузки в баллах по степени возрастания ее интенсивности (табл. 1).

Таблица 1. Категории антропогенной нагрузки.

Баллы	Степень воздействия	Характер механических нарушений, % от площади	Пастбищная нагрузка	Техногенная нагрузка		Видимый результат / потеря продуктивности пастбищ, %	Период восстановления
				Виды	Радиус воздействия / в т.ч. с учетом природоохран-ных зон выпаса		
1	Слабая	импульсный < 5%	разовые прогоны стад	единичные проезды транспорта, разведов. скважины	> 300 м / > 1,5 км	нет / 10-15%	2-3 года
2	Умеренная	постоянный 10%	сезонные прогоны стад	многократные проезды транспорта, автозимники, гари	100-300 м / 1,0-1,5 км	частичное нарушение растит. покрова / 30%	до 10 лет
3	Значительная	постоянный 20%	пастбища начальной стадии дигрессии	эксплуат. скважины, трубопроводы, промплощадки, карьеры, насыпи	50-100 м / 0,3-1,5 км	снятие почвенно-растит. покрова / 50%	20 лет
4	Сильная	постоянный 50%	места ненормированного выпаса стад	постоянные дороги, площадные сооружения, земляное полотно, котловины, траншеи	< 30 м / 0,15-0,3 м	полное удаление почвенно-растит. и снежного покровов / более 70%	> 40 лет

Так, первая ступень (1 балл) – наиболее слабая степень воздействия; механические нарушения имеют импульсный характер и составляют 5% от площади зоны. Возникают в результате разового проезда гусеничного транспорта в летнее время, либо единичного прогона оленей. Остаточная оленеемкость составляет 80% от природной. Видимая реакция на воздействие отсутствует. Характерна для площадок бурения, временных дорог, автозимников, гарей. В последующие годы происходит их относительно быстрое самовосстановление.

Четвертая ступень (4 балла) – с наибольшим градиентом механических нарушений – до 50%, фиксируется в радиусе до 500 м. В число нарушений входят насыпи, постоянные дороги, площадные сооружения, земляное полотно, траншеи с полностью уничтоженным почвенно-растительным покровом и удаленным снежным покровом и др., а также места ненормированного выпаса стад (остаточная оленеемкость менее 30%). Самовосстановления в их пределах не происходит. Формирование вторичных фитоценозов на отвалах и насыпях происходит крайне медленно. Даже спустя 40-50 лет на них наблюдаются лишь пионерные группировки с пестрым видовым составом.

Для составления карты геоэкологических ситуаций карта мерзлотно-экологического состояния была сопоставлена с картой антропогенной нагрузки путем наложения соответствующих тематических слоев (Зотова и др. 2007). Легенда к карте построена в виде таблицы-матрицы, по горизонтальной оси которой даны группы мерзлотно-экологического состояния в соответствии с тремя градациями КЭО, а по вертикали – четыре категории нагрузки определенного спектра и интенсивности (табл. 2).

Таблица 2. Оценка формирования геоэкологических ситуаций (по сумме баллов).

Степень воздействия		Группы мерзлотно-экологического состояния КЭО		
		Неопасные < 0,45	Опасные 0,45-0,75	Очень опасные > 0,75
		1	2	3
Нет	1	Σ баллов = 2*	Σ баллов = 3	Σ баллов = 4
Слабая	2	Σ баллов = 3	Σ баллов = 4	Σ баллов = 5
Умеренная	3	Σ баллов = 4	Σ баллов = 5	Σ баллов = 6
Сильная	4	Σ баллов = 5	Σ баллов = 6	Σ баллов = 7

* – Геоэкологические ситуации:

кризисная (Σ = 6-7); критическая (Σ = 5);

напряженная (Σ = 4); удовлетворительная (Σ = 2-3).

Тип возможной ситуации определяется по сумме баллов в каждой ячейке матрицы на основе экспертной оценки характера проявления экзогенных процессов (по скорости развития опасных криогенных процессов и площади пораженной ими территории). В итоге по сумме баллов все ячейки объединяются в четыре группы, формируя типы геоэкологических ситуаций: удовлетворительная, напряженная, критическая, кризисная. Каждая ситуация

характеризуется определенным набором экзогенных процессов разной интенсивности.

Таким образом, все ландшафты на Карте геоэкологических ситуаций (рис. 2) типизируются в четыре группы по их способности воспринимать различные техногенные нагрузки.

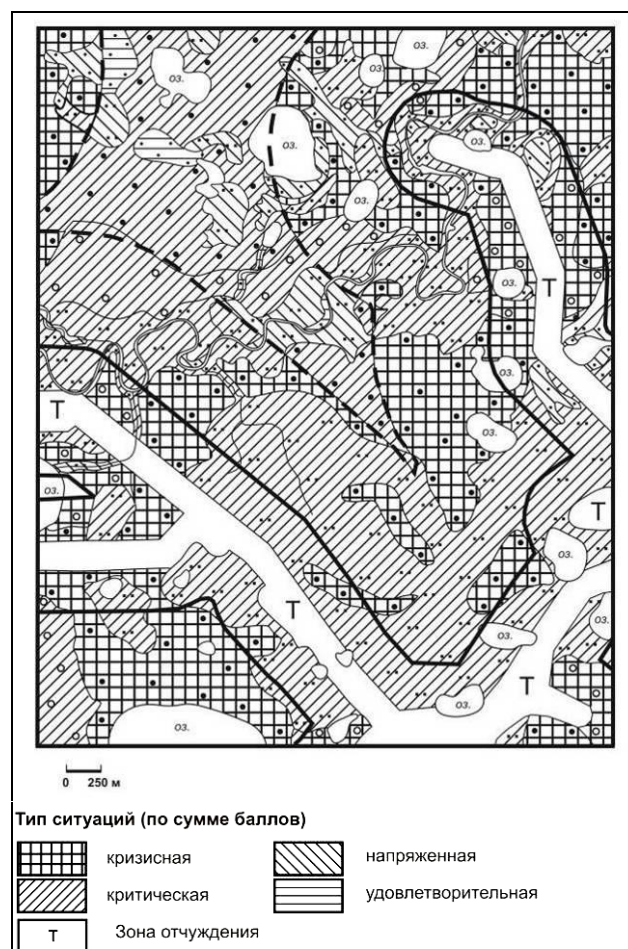


Рис. 2. Фрагмент карты геоэкологических ситуаций Ямбургского месторождения

Кризисная экологическая ситуация, собственно КЭС, знаменует возникновение значительных и слабокомпенсируемых изменений в ландшафтах. КЭС формируется в двух случаях: в неустойчивых в мерзлотно отношении ландшафтах третьей группы (выпуклобугристые и плоскобугристые торфяники с полигонально-жильными льдами) при значительном и сильном воздействии и в относительно неустойчивых ландшафтах (тундрах на пылеватых песках и низких торфяниках) в зоне сильной механической нарушенности.

Типичные процессы на стадии КЭС: в торфяниках – вытаивание жильных льдов, глубокий термокарст по полигонально-жильным льдам, просадка торфяных блоков, интенсивная термоэрозия по трещинам, вытаивание льдов на буграх пучения и превращение их в озера. В полигонально-валиковых болотах – прогрессирующее заболачивание, термокарст, сезонное и многолетнее пучение. В тундрах на льдистых и сильнольдистых пылеватых песках при снятии напочвенных покровов активизируется морозобойное растрескивание, по трещинам –

термоэрозия, а также развивается интенсивная дефляция с образованием котловин выдувания.

В ареалах КЭС наблюдаются опасные изменения в состоянии наземных и водных экосистем, ландшафта в целом и его криолитогенной основы в частности. Именно здесь происходят аварии инженерных сооружений. В то же время стадия КЭС носит обратимый характер после уменьшения техногенных воздействий и проведения соответствующих природоохранных мероприятий. Максимальная интенсивность процессов и степень пораженности ими в ареалах КЭС фиксируется в первые 3-5 лет после нарушения. Через 15-20 лет прогнозируется их затухание.

В криолитозоне Западной Сибири стадия КЭС диагностируется пониженной контрастностью геосистем, резким обеднением ландшафтной структуры, что выражается в распространении субдоминантных, второстепенных ландшафтов: болотно-озерной топяной равнины (вместо плоскобугристых торфяников) и песчаных опустыненных бедлендов (на месте дренированных кустарниковых и лишайниковых тундр), а, как известно, пониженная контрастность ландшафтов снижает их устойчивость к нарушениям.

С учетом только техногенной нагрузки развитию КЭС на Ямбургском месторождении подвержено не более 7% территории, а на Харвутинском до 4%. С экологической точки зрения при дополнительном учете нарушенности растительного покрова вследствие перевыпаса наряду со снижением продуктивности пастбищ площадь опасных экологических ситуаций на Тюменском Севере возрастет в 1,2 раза.

Литература

- Зотова Л.И. 2011. Теоретические и прикладные аспекты экспертной геоэкологической оценки опасности хозяйственного освоения в рамках новой образовательной программы. // Материалы Четвертой конференции геокриологов России, МГУ им. М.В.Ломоносова, Июнь 7-9, Т.3, Часть 9, 2011: 224-231.
- Зотова Л.И., Дедюсова С.Ю. 2011. Комплексная оценка литокриогенного и биоресурсного состояния северных геосистем. // Материалы Четвертой конференции геокриологов России, МГУ им. М.В.Ломоносова, Июнь 7-9, Т.1, Часть 3, 2011: 305-312.
- Зотова Л.И., Королева Н.А., Дедюсова С.Ю. 2007. Оценка и картографирование кризисных экологических ситуаций на территориях газопромыслового освоения в криолитозоне. // Вестник Моск.ун-та,сер.5 «География»,3:54-59.
- Симонов Ю.Г. 1997. Балльные оценки в прикладных географических исследованиях и пути их совершенствования. // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. «География », 4: 7-10.
- Тумель Н.В., Зотова Л.И., Гребенец В.И. 2008. Концепция устойчивости криогенных ландшафтов. Из: Географические научные школы Московского университета. Под ред. акад. Н.С. Касимова и др. – М.: Издательский дом «Городец», 139-144.
- Шполянская Н.А., Зотова Л.И. 2010. Освоение Севера: как сохранить равновесие в природе. // Экология и жизнь 11: 66-73.

Сравнение развития повторно-жильных льдов и ледников в условиях резко континентального климата (на примере хребта Кодар и Чарской котловины)

Е.Н.Иванов

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН

Реферат

В работе предлагается сравнение развития двух принципиально разных продуктов криогенеза – ледников и полигонально-жильных льдов (ПЖЛ), с целью проследить развитие данного явления по разным результатам его деятельности. Автором предполагается, это поможет отобразить достаточно четкую картину происходивших в районе Чарской котловины и хребта Кодар климатических изменений и определить роль криогенеза для этой территории в настоящее время.

Ключевые Слова: Климатические изменения, криогенез, ледники, полигонально-жильные льды.

Введение

Горные районы с резко континентальным климатом характеризуются наличием криосферы и, соответственно, криогенеза, то есть совокупностью физических, химических, биохимических и других процессов, происходящих в пределах криосферы и сопровождающихся льдообразованием. Более точно это процессы изменения и отчасти преобразования минеральных, органических, водных и атмосферных веществ, составляющих географическую оболочку в связи с образованием льда при отрицательных температурах.

Образующийся лед – это тоже горная порода с характерными свойствами. С участием льда происходит формирование особых объектов различных видов.

В период 2008-2010 гг. усилиями научных сотрудников Института Географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, а также МГУ им. Ломоносова, ИПРЭК СО РАН, ЛИН СО РАН были проведены научные исследования Кодарского ледникового района, в которых участвовал и автор. Были исследованы: центральный район оледенения Кодара – ледники №20 (Азаровой), 18, 11, 12, 14 (по каталогу Ледников СССР, 1970-1977 гг.), а также долина реки Чары, вдоль береговых обрывов которой встречаются повторно-жильные льды. В данной работе предпринимается попытка сравнения развития этих гомотопически связанных объектов с целью реконструкции климатических событий прошлого.

Объекты исследования и результаты

Хребет Кодар

Хребет Кодар (56°45'-57°15' с. ш. и 117°-118° в.д.). Это крайний северо-восточный хребет Станового нагорья, расположенный на водоразделе Витима и Чары, имеющий преимущественно северо-восточное простираие. Район оледенения охватывает центральную, наиболее высокую часть. Он поднимается выше 2300 м, многие вершины достигают 2700 – 2800 м и порой превышают 3000 м.

Хребет Кодар представляет собой сводово-глыбовое поднятие палеоген-неогенового времени

докембрийских низкогорных структур. Разнообразные граниты и гранодиориты протерозойского возраста слагают основное ядро хребта. Глубина расчленения рельефа достигает 1200 м. Для водораздельных участков центральной части хребта характерны альпинотипные формы с острыми, скалистыми гребнями.

Крутые скаты скалистых гребней сильно расчленены. Здесь активно действуют процессы физического выветривания и гравитационного обвально-осыпного сноса. Все долины Кодарского высокогорья – типичные трог с выположенным днищем и продольным профилем, с переломами. Верховья долин представляют собой каровые системы. В настоящее время 39 каров альпийского высокогорья заняты современными ледниками с общей площадью оледенения более 18 квадратных километров в высотном диапазоне 1900-2400 метров над уровнем моря.

В вертикальном срезе в ландшафтах преобладает таежная зона лесов, выявляется тундровый пояс и зона альпийских лугов, и нивально-гляциальная область

Такие характеристики на фоне резко континентального климата обуславливают существование на Кодаре современного оледенения и повсеместного распространения криогенеза. Ледники Кодара, их средняя температура на подошве слоя годовых колебаний составляет –7°С.

Ледник №20(Азаровой). Долинный ледник северной экспозиции, находится в верховьях правого истока р. Средний Сакукан. Длина открытой части ледника 1540 м, наибольшая ширина 500 м, расположен на высоте 2100-2425 м над уровнем моря. Тело ледника лежит в симметричном трог. Левая часть ледника представляет собой довольно крутой снежно-ледовый шлейф, который состоит из снежных конусов и крупных снежно-эоловых форм, слившихся между собой. У правой окраины ледника имеется ложбина стока, по которой течет ручей. За ручьем сразу же начинается подъем на боковую морену. На конце языка имеется почти отвесный обрыв высотой 5 м. Из-под него вытекает ручей, собирающий все талые воды, стекающие с ледника, и исчезает под валом

конечной морены. На внешнем склоне моренного вала флювиогляциальный поток впадает в озеро, из которого берет начало правый исток реки Средний Сакукан. Согласно исследованиям автора 2008 г.: тальвег: нижняя точка 2102 м, верхняя точка 2425 м. Фирновая линия: нижняя точка 2192 м., верхняя 2360 м. Линия натечного льда: нижняя точка 2185 м, верхняя – 2359 м.

Ледник № 18. Склоновый каровый ледник северо-восточной экспозиции. Площадь 0,1 км². Наибольшая длина 400 м. Расположен на высотах 2240-2380 м, в начале левого истока реки Средний Сакукан. Нижний край ледника незначительно отступил. Наименьшая его точка находится на высоте 2270 м.

Ледник № 14. Каровый ледник северной экспозиции. Площадь 0,3 км². Длина 1 километр, высоты 2100-2300 м. Ледник находится в ровном каре, его длина примерно равна ширине.

Ледник № 11 (Советских географов). Долинный ледник северо-восточной экспозиции. Площадь 0,75 км², наибольшая длина 1,6 км. Находится на высотах 2040-2380 м.

Ледник № 12 (Тимашева). Карово-долинный ледник северной экспозиции. Площадь 1,5 км². Длина 2 км. Самая низкая точка 2150 м, самая высокая 2500 м. Является самым крупным ледником хребта Кодар.

Ледники 11 и 12 в 1970-х гг. было трудно определить по отдельности в связи со снежником, соединявшим их круглый год (по крайней мере, в годы, когда проводились исследования). По состоянию на 2008 год снежник не лежит круглый год, в период абляции он стаивает, как и снег, покрывающий сами ледники.

На крупнейшем леднике Азаровой конечная морена ледника представляет собой массивное образование высотой около 100 м со следами термокарста, поскольку на ледяное ядро в ее составе приходится около 80%. Сложена морена обломками горных пород диаметром 30-50 см, однако нередко обломки до 7 м в поперечнике. На их поверхности отсутствуют признаки биологической активности.

За фронтальной мореной ледника Азаровой располагается комплекс более древних морен, разделенных межморенными озерами, и протянувшимся более чем на 1,5 км на север.

Особенностью ледника № 18 является то, что его моренные отложения превосходят площадь ледника по крайней мере в 10 раз. А также то, что зона аккумуляции примерно вдвое больше области абляции. Характер обширной зоны моренных отложений – следы повсеместного термокарста, крупные слабо окатанные глыбы, почти не наблюдается освоение их лишайниками.

На других ледниках наблюдаются подобные моренные комплексы, что говорит о значительном оледенении, происходившем во время Малого Ледникового Периода.

Чарская котловина

Чарская котловина примыкает к хребту Кодар с юга. Днище котловины занимает территорию в пределах высот 630 - 1100 метров. Характерной чертой орографии Станового нагорья является “чередование вытянутых с запада-юго-запада на

восток-северо-восток высоких, довольно монолитных, бедных перевалами, хребтов и глубоких котловин” (В. С. Преображенский, 1960).

Большая часть котловины это система валов, замыкающих устья трогов, которые выходят на равнину в малые впадины горного обрамления. Приледниковые и предгорные наклонные равнины плавно переходят в заболоченные и покрытые озерами выровненные участки, примыкающие к долине р. Чара.

Значительная часть котловины занята болотами, также в ней множество озер, обычно незначительных по площади и неглубоких. Повсюду встречаются такие следы мерзлотных процессов, как морозные трещины, мерзлотные полигоны, бугры пучения.

Крупный незакрепленный массив песков сформировался в центральной части Чарской котловины, в районе верхней ее горловины по левому борту долины реки Чара, в междуречье Верхнего и Среднего Сакуканов. Согласно наиболее распространенному представлению, Чарский массив образовался в результате ветровой переработки донных песчаных отложений древнего озера, существовавшего в Чарской котловине во времена последних четвертичных оледенений. Спускавшиеся с Кодарского хребта ледники периодически перегораживали долину реки и приводили к накоплению песчаного материала, в избытке поставляемого водными потоками и ледниками, спускавшимися с соседних горных хребтов (В. К. Гусяков [7]).

Полигонально-жильные структуры в долине реки Чары

Обнажения полигонально-жильных структур встречаются по обоим берегам Чары часто. Во время экспедиции 2009 г. был исследован участок реки от впадения притока Сангиях до ущелья чуть ниже по течению поселения Чапо-Олого

Четко выраженные обнажения ПЖЛ встретились на участке от р. Сангиях до района возле пос. Чапо-Олого дважды. Особенно выделяется обнажение «Белый Ключ» на первой надпойменной террасе, описанное в работе (Васильчук и др., 2010). Здесь наблюдаются мощные сингенетические повторно-жильные льды, которые зародились от 10 до 7,5 тысяч лет назад.

У выходов ПЖЛ были зафиксированы размеры, осуществлялись отборы проб почвенных горизонтов и предположительно древних органических остатков, сохранившихся в мерзлоте.

Визуально хорошо видно, что ПЖЛ достаточно устойчивые. Процессы таяния и подмыва речной водой идут, но скорость этих процессов не катастрофична для существования этих структур.

Сравнение развития повторно-жильных льдов и ледников Чарской котловины

Ледники и полигонально-жильные структуры не совсем корректно сравнивать вследствие обладания ими различных свойств, однако если рассматривать их с точки зрения их происхождения, влияния

основных факторов, то криогенез в данном районе является одним из основных таких факторов.

Во время четвертичного оледенения высота хребтов Кодара и Удокана способствовала развитию ледников, достигавших в длину 60—120 км при мощности льда 500—700 м. (Коваленко, 2008). Ледники преобразили многие долины района в типичные трог с характерным корытообразным поперечным профилем и оставили многочисленные следы в виде конечных морен, бараньих лбов, полей курчавых скал, сглаженных скальных уступов. По-видимому, в этот период на Кодаре выше снеговой линии под действием денудационных процессов шло формирование остроугольных гребней и пиков, в Чарской котловине накапливались мощные массы рыхлого материала и развивался зандровый ландшафт.

Для ледников Кодарского ледникового района характерна тенденция реагирования на наблюдаемые изменения климата, при которой они не столько сокращаются по площади, что характерно для большинства ледников в мире, а теряют массу, толщину. Это прямо указывает на зависимость существования этих ледников в большей степени от свойств подстилающей поверхности, чем от количества осадков на территории.

Что касается тенденции такого реагирования на изменения климата для ПЖЛ в долине р. Чары, то она характерна не такими быстрыми темпами деградации, какие можно было бы предположить при наблюдающемся в последнее время положительном изменении среднегодовой температуры.

Нельзя не согласиться с утверждениями В.С. Шейнкмана (2008) об огромном запасе холода под всей территорией этого района, накопившегося за время оледенения, который и удерживает такие структуры в относительно стабильном состоянии.

Климатические условия района и сегодня крайне суровы. По ряду показателей они даже суровее, чем на Крайнем Севере. Так, в Чаре количество дней со средней суточной температурой воздуха ниже минус 25° равно 94, тогда как для Игарки оно составляет 84 и для Магадана — 36.

Таким образом, низкие температуры и малое увлажнение позволяет гляциальным объектам находиться в относительно устойчивом состоянии.

Выводы

На наш взгляд, развитие природных льдов хребта Кодар и Чарской котловины отражает тенденцию глобального положительного изменения температуры с присущими этим территориям особенностями. С внешней стороны ледовые структуры подвергаются тепляющему воздействию климата, а с внутренней стороны все еще очень сильное влияние оказывает охлаждающее влияние криолитозоны. Можно сказать, что обычно воспринимаемые как антагонисты, льды мерзлотного и ледникового генезиса, в данном случае способны дополнять друг друга.

Литература

- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Станиловская Ю.В. Летние и зимние температуры воздуха в северном Забайкалье в период формирования голоценовых повторно-жильных льдов. // Криосфера Земли, ИздатГео. 2010, т. XIV, № 2, с. 7–22
- Иванов Е.Н. Оледенение как ландшафтообразующий фактор в горах юга Восточной Сибири. – Динамика геосистем и оптимизация природопользования. Материалы международной конференции, посвященной 105-летию со дня рождения академика В.Б. Сочавы. – Иркутск, изд-во ИГ СО РАН им. В.Б. Сочавы, 2010. –с. 96-98.
- Коваленко Н.В. Режим и эволюция малых форм оледенения // Кандидатская диссертация, МГУ, Москва, 2008
- Преображенский В.С. Кодарский ледниковый район. – В кн.: Забайкалье. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. -68с.
- Шейнкман В.С. Четвертичное оледенение в горах Сибири: общие закономерности, анализ данных. – МГИ. 2008. №105. С. 51-72

<http://www-sbras.nsc.ru/>



Ледниковые формы рельефа северо-западной части плато Путорана

Е.Н.Иванова-Ефимова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Реферат

Описание и анализ ледниковых форм рельефа на плато Путорана по данным космических и аэрофотоснимков. Районирование северо-западной части плато Путорана по совокупности геоморфологических признаков и распространению снежно-ледовых комплексов. Возможность существования ледников на плато Путорана: условия современного существования. Планирование работ в районе максимального распространения современного оледенения в будущем.

Ключевые Слова: ледники; ледниковые формы рельефа

Введение

Плато Путорана располагается в северо-западной части Среднесибирского плоскогорья, являясь самой высокой его частью (максимальная высота плато – это безымянная гора с отметкой 1701 м).

Главными факторами, определяющими существование на данной территории ледников, в настоящее время являются: отрицательная среднегодовая и низкая летняя температура воздуха, что обеспечивает возможность существования твердых осадков и небольшую абляцию в теплый период; повышенное накопление твердых осадков за счет метелевого переноса и лавинного питания на склонах в основном северных и восточных румбов; возможность поступления твердых осадков в любой сезон года. Большая, по сравнению с остальной территорией плоскогорья, абсолютная высота местности и, как следствие, перехват влагонесущих потоков с запада. Однако высоты плато недостаточно для мощного оледенения. Так как большая часть лежит ниже климатической снеговой границы. Расчлененность рельефа достаточно сильная, много отрицательных форм рельефа, где снегу удобно накапливаться и существовать длительное время в затенении.

О границах четвертичного оледенения среди ученых нет единого мнения (Марков, 1965; Гросвальд, 1999; Большаков, 2006) Однако все они сходятся на том, что оно было гораздо больше чем сейчас. Можно сказать, что современное оледенение – регрессивная фаза одного большого цикла.

На сегодняшний день районом максимального оледенения является северо-запад плато, где сосредоточены 22 ледника площадью 2,54 км² (Каталог Ледников СССР) или 61 ледник площадью 7,1 км² (Сарана, 2005) они занимают склоны и кары преимущественно северной и восточной экспозиции. Как видно из приведенных цифр все это малые ледники.

Подтверждением того, что на плато Путорана существовали мощные ледники в прошлом, служат различные ледниковые и флювиогляциальные формы рельефа. Они находятся практически повсеместно на плато.

Методика работы

На район максимального современного оледенения было произведено дешифрирование аэрофотоснимков, которые сделаны 31.07.1987, масштабом 1:25 000. И космоснимков местности в видимом диапазоне, аналогичного масштаба, которые были сделаны в августе 2006-2008 года, разрешение снимков – 30 м/пиксель. Были выделены основные дешифровочные признаки: форма, размер, текстура, цвет (таблица 1), по совокупности которых и были выделены объекты. также использовались литературные источники и топографические карты местности. Для выделения объектов и расчета их площадей использовалась программа MapInfo.

Достаточно большую площадь занимают склоны 1-ого порядка. Чаще всего они крутые (крутизна 10-25 град). На таких склонах размещены цирки, где располагаются снежники и ледники, которые в свою очередь питают реки. В цирках лежат снежники или ледники. Они располагаются в основном в юго-восточной части района. Склоны второго порядка изрезаны чашеобразными углублениями гораздо меньшего размера – карами, их огромное количество. Кары имеют в основном северную и восточную экспозицию и их образование непосредственно связаны со снежниками.

Формы рельефа, созданные аккумулятивной деятельностью ледника представлены моренными валами. Они встречаются по бортам торговых долин в виде боковой морены, но не везде она читается четко. Так же наблюдается асимметричность – морена только с одной стороны долины. Часто моренные валы встречаются на изгибах долины, они меньше по протяжению и имеют форму полумесяца. Конечная морена встречается только в самой западной части района, она размывта рекой. Морена выделяется по своей форме и зернистой текстуре

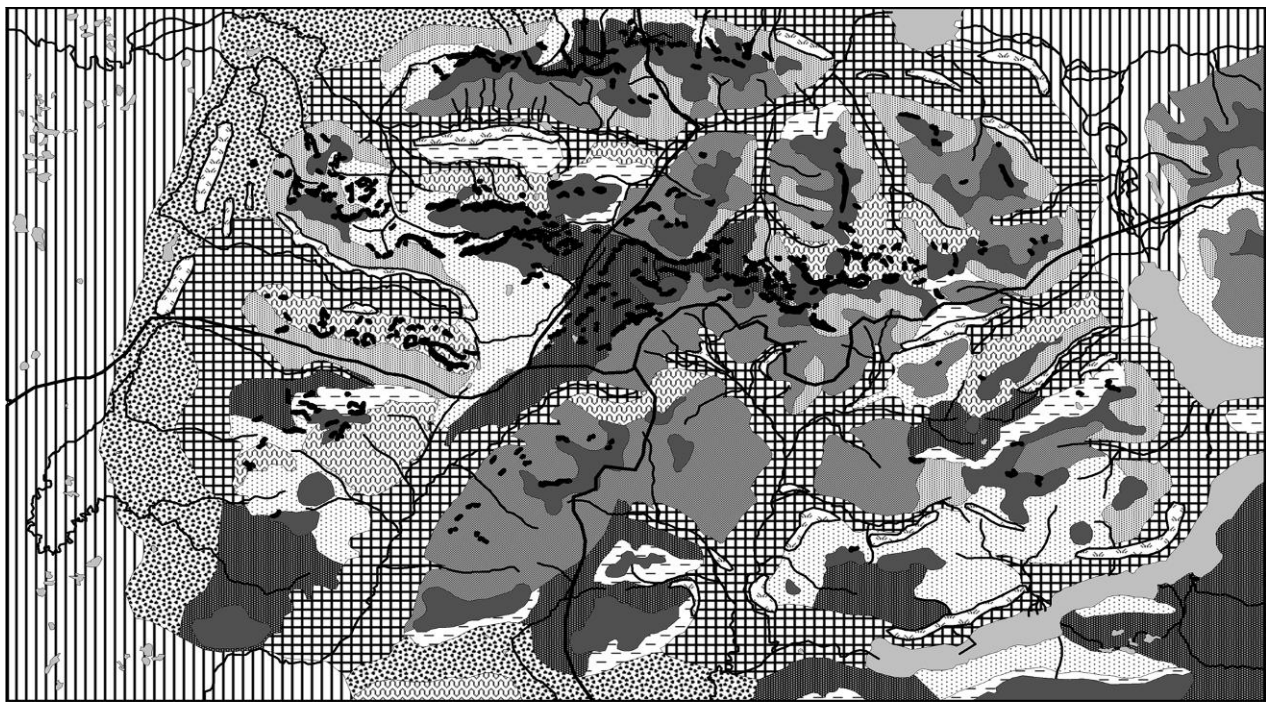
Формы рельефа, созданные флювиогляциальными процессами, представлены двумя типами равнин – холмисто-западинными и зандровыми. Из-за незначительных уклонов, присутствия многолетнемерзлых пород здесь развивается заболачивание. В западинах развиваются небольшие озера. Равнины на выбранном участке представляют собой понижения между более крупными массивами.

Таблица 1. Дешифровочные признаки и краткая характеристика нивально-гляциальных комплексов и элементов рельефа

Объект	Цвет	Текстура	Форма	Размер, км	Характеристика
лавовые плато	серо-бежевый	зернистая	плоские объекты неправильной формы	длина около 5, шириной 1,5-4	платообразные, выположенные участки
нивно-гляциальные комплексы	белый	однородная	округлые или вытянутые объекты	по длинной оси - 0,1-6,4	вся совокупность сезонных, многолетних снежников и ледников на снимках, площадью более 0,05 км ²
долины с выраженными трогами	зеленый, желтоватый	зернистая	вытянутые трапециевидные объекты	длина 13-25, ширина - 1,5-4	участки долин, которые имеют U-образную форму, река, текущая в таких долинах, берет начало в цирке
нивно-гляциальные склоны 1-ого порядка	светло-серый, коричневый	пятнистая	вытянутые по кромке платообразных участков объекты, часто с волнистой структуры, в вогнутых частях - цирки	длина до 14, ширина - 2	крутые склоны с многочисленными цирками
нивно-гляциальные склоны 2-ого порядка	черный, коричневый, серый	пятнистая	неправильной формы	длина до 10, ширина - 2	крутые склоны с многочисленными карами, которые часто заполнены сезонными или многолетними снежниками
моренные валы	серый, коричневый, зеленый	зернистая	вытянутые, эллипсообразные объекты, прямой, дугообразной формы	1,5-12	боковые и конечные морены
холмисто-западинные равнины	зеленый	пятнистая	неправильной формы	длина - 4-5, ширина - 20-40	участки долин с холмисто-западинным рельефом, площадь холмов около 0,25 км ² , мелкие озера
зандровые равнины	зеленый	зернистая	неправильной формы	шириной более 40, длиной более 5	пологие участки долин с частыми меандрами, старицами, озерами
обвално-осыпные очень крутые склоны	черный, серый	продольно-полосчатая	вытянутые вдоль платообразных участков объекты	длина - 8, ширина - 1-1,5	склоны крутизной более 20 градусов
обвално-осыпные крутые и средней крутизны	черный, коричневый, серый	зернистая	неправильная форма	длина до 14, ширина - 2	крутые склоны, где не выражено ледниковое преобразование
обвално-осыпные пологие склоны	зеленый, коричневый, серый	зернистая	объекты неправильной формы, с уклоном менее 10 град	длина - 5-13, ширина - 3-5	склоны, где не выражена ледниковая деятельность, крутизна менее 10 градусов
лавиновые склоны	серый, коричневый	поперечно-полосчатая	вытянутые по кромке платообразных участков объекты, с большим количеством лавинных лотков	длина 10-12, ширина - 2	крутые склоны, где четко выражены многочисленные эрозионные врезы, часто заполненные лавинными снежниками

Формы рельефа, созданные гравитационными процессами представлены склонами двумя типами склонов – обвално-осыпные и лавинные. Обвално-осыпные склоны различаются по крутизне, которая определяет скорость протекания склоновых процессов. Снежники и ледники не располагаются на очень крутых склонах, так как там нет условий для накопления снега. Лавинные склоны маркированы эрозионными врезам, которые создают особый

рисунок, они легко выделяются на снимке. Эрозионные врезы создают условия для накопления лавного снега. Такие склоны располагаются на периферии участка и на склонах южной экспозиции, и, видимо, связаны с большим таянием на южной стороне. На этих склонах часто сходят лавины.



Масштаб 1: 350 000 (в 1 см 3,5 км)

3,5 0 3,5 10,5 14,0 км

Условные обозначения:

1. Формы рельефа, созданные тектоническими положительными вертикальными процессами

■ лавовые плато

2. Формы рельефа, созданные деятельностью ледника

□ 2.1. нивально-гляциальные комплексы

▤ 2.2. долины с выраженными трогами

2.2 Нивально-гляциальные склоны

■ а) 1-ого порядка (с преобладанием цирков)

▤ б) 2-ого порядка (с преобладанием каров)

▤ 2.3 Формы рельефа, созданные аккумулятивной деятельностью ледника
моренные валы

▤ 2.4. Формы рельефа, созданные флювиогляциальными процессами

▤ а) холмисто-западинные равнины

▤ б) зандровые равнины

3. Формы рельефа, созданные гравитационными процессами

3.1. обвально-осыпные склоны:

а) ▤ очень крутые (более 35 град)

б) ▤ крутые и средней крутизны (35-10 град)

в) ▤ пологие (менее 10 град)

▤ 3.2. Лавинные склоны

□ озера — реки

▬ границы геоморфологических районов

Рис. 1. Геоморфологическая схема северо-западной части плато Путорана

Районирование северо-западной части плато Путорана

Таким образом, на выбранном мною участке встречаются различные формы рельефа, часть из них имеет ледниковое происхождение. По совокупности всех особенностей выделенных форм рельефа и расположению снежников и ледников были выделены районы (рис. 1). Они имеют примерно одинаковую площадь (около 600 км²). Это северо-западная часть -

район максимального распространения нивально-гляциальных комплексов. Северо-восточный район - район с множеством нивально-гляциальных комплексов, залегающих в основном в карях. Юго-западный район - район с россыпью мелких нивально-гляциальных комплексов, небольшое количество каров, в основном пологие склоны, а крутые склоны имеют южную экспозицию, что не слишком выгодно для ледников. Моренные валы не выражены, район,

где максимально развиты равнинные участки. Юго-восточный район – район имеет незначительное число снежников, но большое количество моренных валов и цирков, что указывает на оледенение в прошлом. Снежники и ледники не целиком занимают кары, в рельефе присутствуют формы рельефа, которые могли быть сформированы только большими ледниками. Это указывает на несоответствие форм рельефа и оледенения (Калесник, 1963). В прошлом тут, несомненно, было оледенение гораздо мощнее, чем нынешнее.

На плато Путорана при условии цикличности климата, возможно развитие оледенения и переход современного в прогрессивную фазу. Этот гипотеза проверяется.

Благодарность

Хочу выразить благодарность за помощь в написании и организации работы доцентам кафедры криолитологии и гляциологии МГУ к.г.н. Володичевой Н.А. и к.г.н. Поповнину В.В. и с. н.с. к.г.н. Петракову Д.А.

Литература

- Большаинов Д. Ю. Пассивное оледенение Арктики. – СПб.: ААНИИ, 2006. – 295 с.
- Гросвальд М. Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. Опыт геоморфологического анализа палеогидрологических систем материка. – М.: Научный мир, 1999. – 115 с. •
- Калесник С.В. Очерки гляциологии. М.: Географгиз, 1963, 552 с.
- Каталог ледников СССР / под ред. Корякин В.С. Плато Путорана. Ресурсы поверхностных вод СССР, том 16. Ангара-Енисейский район. Вып.1. Енисей. Ч. 6. – Л.: ГИМИЗ, 1981. – 46с.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период, т. 1 территория СССР. – М: Изд-во. МГУ, 1965. – 370 с.
- Сарана В.А. Ледники плато Путорана. // в журн. МГИ. – М.: Внешторгиздат. вып. 99, 2005, с. 200-214.

Индексация разновидностей грунтов при инженерно-геокриологических изысканиях

А.В.Иоспа, А.А.Попова, В.И.Аксенов, Г.И.Клинова
ОАО «Фундаментпроект», Москва, Россия

Реферат

Предлагается индексация (кодировка) разновидностей мерзлых грунтов по физическим свойствам, основанная на классификации ГОСТ и результатах многолетних лабораторных исследований.

Ключевые Слова: Инженерно-геологический элемент; мерзлый грунт; разновидность грунта; свойства грунтов.

При производстве инженерных изысканий для строительства в соответствии с действующими нормативами (СП П-105-97.Часть I, ГОСТ 20522-96) по результатам лабораторных исследований в массиве грунтов следует выделять инженерно-геологические элементы и расчётные грунтовые элементы.

Инженерно-геологический элемент (ИГЭ) – области грунта, характеризующиеся в пределах каждого ИГЭ комплексом постоянных (однородных) показателей генезиса, возраста, состава, строения, состояния и свойств грунтов (или одним из них). Если однородный в геолого-генетическом и литолого-петрографическом отношении ИГЭ содержит часть разреза с изменчивыми показателями состава, строения и свойств, такой элемент может быть разбит на разное количество элементов (Грунтоведение, 2005).

Расчетные грунтовые элементы (РГЭ) – области грунта, характеризующиеся конкретной физико-математической моделью грунта системы «сооружение-основание» и набором численных значений физико-математических характеристик, соответствующих этой математической модели.

Сопоставление свойств мерзлых грунтов по ИГЭ зачастую имеет региональную специфику, predetermined не только генезисом и возрастом отложений, но и условием их промерзания (эпи- или сингенетическим). Вследствие этого анализ мерзлых грунтов по ИГЭ для принятия инженерных решений может быть затруднителен. В одном ИГЭ возможен набор из целого ряда РГЭ, объединенных физическими и механическими свойствами, также как один и тот же РГЭ может быть встречен в различных ИГЭ.

На практике каждая изыскательская организация выделяет ИГЭ по своей схеме. В большинстве организаций, с материалами которых нам приходилось иметь дело, ИГЭ присваиваются номера по порядку для каждого нового объекта - они даются по порядку сверху – вниз: ИГЭ 1, ИГЭ 2, ИГЭ 3 и т.д., или по литологическому составу, с добавлением для специфических грунтов (в т.ч. мерзлых)

дополнительных буквенных символов «а», «м» и т.д; иногда применяются более сложные цифровые индексы.

В качестве примера в Таблице 1 мы приводим обозначения разных изыскательских организаций для ряда разновидностей грунтов, примененные при изысканиях на одном и том же объекте (комплекс площадных и линейных объектов). Из таблицы видно, что основные физические характеристики выделенных различными организациями элементов близки, но при этом кодировка элементов разная и поэтому необходима система сопоставления элементов для разработки единых проектных решений.

При таком подходе обобщение и анализ результатов изысканий крайне затруднены. Особенно это касается результатов испытаний физико-механических свойств мерзлых грунтов. Принятие инженерных решений для строительства при выделении различными организациями ИГЭ по своим собственным схемам значительно усложняется. Во многих случаях сложности возникают даже при изысканиях, проводимых одной организацией на одном и том же объекте, поскольку с определением новых разновидностей грунтов при более детальном изыскании (переход по стадиям – обоснование инвестиций – проект – рабочая документация) вся нумерация ИГЭ меняется.

В начале 2000-х годов в связи с освоением ранее разведанных нефтяных и газовых месторождений в нашу мерзлотную лабораторию с площадных и линейных объектов нефтегазового комплекса европейского Севера стали поступать в большом количестве монолиты мерзлых грунтов (в ненарушенном сложении) для определения физико-механических свойств. Тогда мы вплотную столкнулись с проблемой систематизации полученных при изысканиях результатов, что невозможно сделать без единой индексации разновидностей грунтов.

Таблица 1. Сопоставление элементов, выделяемых изыскательскими организациями на одном объекте

Изыскательская организация	Индекс элемента	Влажность суммарная $W_{tot}, \%$	Плотность $\rho, \text{г/см}^3$	Льдистость суммарная $I_{tot} \text{ д.е.}$	Льдистость включений $I, \text{д.е.}$	Содерж. орг. в-ва (О.В.), %	Засолённость $D_{sal}, \%$
Песок мелкий слабодыстый							
Организация №1	ИГЭ 13	19,0	1,97	0,35	-	-	>0,05
-----«----- №2	ИГЭ 25	21,0	1,94	0,37	-	-	-
-----«----- №3	ИГЭ 3а	17,0	1,86	0,26	-	-	-
-----«----- №4	ИГЭ 2а	23,0	-	0,33	-	-	-
-----«----- №5	ИГЭ 448	23,0	1,93	0,39	0	-	0
*	Г.20.1	18,5-22,6	1,84-1,94	0,33-0,38	0	≤0,3	0,01
Песок пылеватый слабодыстый							
Организация №2	ИГЭ 26	20,0	1,94	0,38	-	-	-
-----«----- №5	ИГЭ 458	25,0	2,0	0,44	0,07	-	-
*	Г.21.1	17,9-23,1	1,94-2,05	0,34-0,40	-	-	-
Суглинки легкие и тяжелые, мерзлые, слабодыстые							
Организация №2	ИГЭ 21	30,0	1,84	0,29	0,15	3,0	-
-----«----- №3	ИГЭ 56	27,0	1,91	0,21	0,1	-	-
-----«----- №5	ИГЭ 209	35,3	1,79	0,14	0,02	-	-
*	Г.29,33.1	16,0-36,5	1,68-2,10	0,15-0,33	≤0,2	≤3,0	≤0,06

* Грунтовая лаборатория и сектор испытания мерзлых грунтов ОАО «Фундаментпроект» проводили испытания на объектах всех перечисленных изыскательских организаций. Характеристики, полученные ОАО «Фундаментпроект», даны интервалами определенных значений по всем объектам, для остальных организаций – только расчетные характеристики

При инженерно-геологических изысканиях необходимо классифицировать грунты по разновидностям согласно ГОСТ 25100-95 (Грунты. Классификация). С нашей точки зрения, целесообразно проводить систематизацию именно на основе этого ГОСТа. В ГОСТ 25100-95 для каждого класса грунтов (скальные, дисперсные, мерзлые) выделяются разновидности по показателям физических свойств (а также по некоторым механическим характеристикам). Именно из разновидностей грунтов или их совокупности складываются как ИГЭ, так и РГЭ. Нами была создана схема, позволяющая задать каждому грунту свой классификационный код, отражающий его разновидность по гранулометрическому составу, числу пластичности, наличию включений, показателю пластичности, засолённости, заторфованности, льдистости (для мерзлых грунтов) и др. Результатом этой работы явилась универсальная классификационная система для грунтов, распространённых в криолитозоне, основанная на разработках нашего коллеги инженера С.М.Микляева и дополненная результатами изысканий на многочисленных объектах Крайнего Севера.

В настоящей работе нами предлагается индексация (кодировка) разновидностей грунтов по физическим свойствам, основанная на классификации ГОСТ с небольшими дополнениями, основанными на результатах наших исследований (Таблица 2).

Данная кодировка применяется нами уже более 10-ти лет при работах на объектах нефтяного и газового комплексов (Варандейского, Бованенковского,

Уренгойского, Ямбургского НМ, НГКМ и др.), промышленных и гражданских объектах самого разного назначения (площадки заводов, электростанций, дорог и линий электропередач и т.д.); в работах с объектами сторонних изыскательских организаций (когда Фундаментпроект выполняет тот или иной комплекс работ, включающий испытания мерзлых грунтов), и, конечно же, при изысканиях, полностью выполняемых самостоятельно.

В процессе работы с предложенной нами индексацией мы столкнулись с тем, что видимых ледяных включений в песках не наблюдается, т.к. они, как правило, в природных условиях имеют преимущественно массивную криотекстуру. То есть льдистость за счёт видимых ледяных включений для них равна 0. В то же время пески могут иметь разную суммарную влажность и льдистость и, вследствие этого, различаться по физико-механическим свойствам. Это вызвало необходимость ввести разделение (и индексацию) по суммарной льдистости и для песков, не предусмотренное современным ГОСТом. При составлении нового ГОСТ 25100-11 Грунты. Классификация наше предложение по выделению разновидностей песков по суммарной льдистости было принято и включено в ГОСТ. Также надо отметить, что от классификации мерзлых грунтов по температурно-прочностным свойствам (Таблица Б.30 ГОСТ 25100-95) мы, на сегодняшний день, отказались, т.к. в настоящее время чётких количественных критериев для разделения нет.

Таблица 2. Универсальная индексация разновидностей дисперсных грунтов криолитозоны на основе ГОСТ 25100-95 Грунты. Классификация

I. По состоянию грунтов криолитозоны

Индекс	Состояние грунта
А	грунт слоя сезонного оттаивания (промерзания)
Б	талый (немерзлый) грунт
В	охлаждённый грунт
Г	мёрзлый грунт

II. По гранулометрическому составу – наименование грунта (Грунты А, Б, В, Г по ГОСТ 25100-95 в соотв. с табл.Б.10)

1	валунный грунт (глыбовый)
2-5	валунный грунт, разделенный по составу заполнителя в соотв.с табл. Б.10 (Примечание)
6	галечниковый грунт (щебенистый)
7-10	галечниковый грунт, разделенный по составу заполнителя в соотв.с табл. Б.10 (Примечание)
11	гравийный грунт (дресвяный)
12-15	гравийный грунт, разделённый по составу заполнителя в соотв.с табл. Б.10 (Примечание)
16	песок гравелистый (дресвяный)
17	песок с гравием (дресвой)
18 – 21	песок от крупного до пылеватого, разделённый по составу заполнителя в соотв.с табл. Б.10
22	супесь гравелистая (дресвяная)
23	супесь с гравием (дресвой)
24-25	24, 25 – супесь, разделённая по гран.сост. в соответствии с табл. Б.12
26	суглинок лёгкий гравелистый (дресвяный)
27	суглинок лёгкий с гравием
28, 29	суглинок лёгкий, разделённый по гран.сост. в соответствии с табл. Б.12
30	суглинок тяжёлый гравелистый (дресвяный)
31	суглинок тяжёлый с гравием (дресвой)
32,33	суглинок тяжёлый, разделённый по гран.сост. в соответствии с табл. Б.12
34	глина лёгкая гравелистая (дресвяная)
35	глина лёгкая с гравием (дресвой)
36,37	глина лёгкая, разделённая по гран.сост. в соответствии с табл. Б.12
38	глина тяжёлая гравелистая (дресвяная)
39	глина тяжёлая с гравием (дресвой)
40	глина тяжёлая (без гравия)
41	ил супесчаный
42	ил суглинистый
43	ил глинистый
44-46	торф, разделённый по степени разложения в соответствии с табл. Б.23

II. По вещественному составу

по степени засоленности – строчная буква (Грунты Г, В по СП 11-114-2004, табл. 6.7)

а	слабозасоленный
б	среднезасоленный
в	сильнозасоленный

по относительному содержанию органических веществ – верхний индекс (Грунты Г, В по ГОСТ 25100-95)

а, б, в, г	с примесью орг.в-ва – сильнозоторфованные глинистые грунты и пески, разделённые в соответствии с табл. Б.22
------------	---

III -1. По льдистости за счёт видимых ледяных включений (Грунты мерзлые (Г) по ГОСТ 25100-95)

1-4	слабольшедистые – очень сильнольдистые, разделённые в соответствии с табл. Б.29
-----	---

III -2. По водно-физическим свойствам (Грунты в талом состоянии (А,Б) по ГОСТ 25100-95)

по степени водонасыщения – крупнообломочные грунты и пески

1-3	малой степени водонасыщения – насыщенные водой крупнообломочные грунты и пески разделённые в соответствии с табл. Б.17
-----	--

по показателю текучести – глинистые грунты

1-6	твёрдые – текучие суглинки и глины, разделённые в соответствии с табл. Б.17
1-3	твёрдые – текучие супеси, разделённые в соответствии с табл. Б.17

Разделение песчаных и пылеватых разновидностей суглинков и супесей в практических целях проводится редко, за исключением специальных исследований.

Ниже приведены примеры индексации и последовательность расстановки индексов типичных разновидностей дисперсных мёрзлых грунтов:

А.24.2 – сезонно-таялая супесь, песчанистая, пластичная;

В.33.в – охлажденный суглинок, тяжелый, пылеватый, сильнозасоленный;

Г.20.2 – мёрзлый песок, мелкий, льдистый;

Г.29^б.а.2.1 - пластичномёрзлый суглинок, лёгкий, пылеватый, слабозаторфованный, слабозасолённый, слабодистый.

Предложенная классификационная схема позволяет проводить статистическую обработку результатов испытаний грунтов с учётом комплекса их физических свойств, сформированных в процессе криолитогеоза с выделением расчётных геологических элементов (Таблица 3).

При разработке единых проектных решений на территории распространения многолетнемерзлых грунтов необходима система сопоставления грунтовых элементов, что невозможно сделать без единой индексации разновидностей грунтов, которая предложена нами на основании положений ГОСТ 25100-95 (Грунты. Классификация) и ГОСТ 20522-96 (Грунты. Методы статистической обработки результатов испытаний).

Таблица 3. Сводная таблица физико-механических свойств мерзлых суглинков при $T = -1^{\circ}\text{C}$ (трубопроводная система «Заполярье – Пур-Пе», НПС-2)

Индекс	Наименование грунта	Влажность $W\%$ *	Плотность ρ , кг/см^3 *	Показатель	Расчетное значение	Количество определений	Коэффициент надёжности по грунту γ_g	Коэффициент вариации V
Г.29(33).1	Суглинки лёгкие и тяжёлые, мерзлые, слабодистые	$\frac{16,4-20,5}{17,8}$	$\frac{1,97-2,07}{2,03}$	расчётное эквивалентное сцепление C_{eq}^p МПа (с учетом перех. коэф.)	0,290	39	1,03	0,18
		$\frac{14,2-32,0}{23,4}$	$\frac{1,91-2,48}{2,03}$	сопротивление срезу по поверхности смерзания с металлом R_{af}^p МПа	0,066	10	1,06	0,16
		$\frac{15,8-18,1}{17,1}$	$\frac{2,00-2,16}{2,08}$	коэффициент сжимаемости мерзлого грунта ** $m_{f0,1-0,3}^H$, МПа^{-1}	0,071	10	1,08	0,15
				модуль деформации мерзлого грунта **, $E_{0,1-0,3}^H$, МПа	9,50	10	1,11	0,24
				температура начала замерзания $T_{\text{вз}}$, $^{\circ}\text{C}$	-0,4	38		

* - могут различаться, поскольку для различных испытаний выбираются грунты с различных глубин в зависимости от условий взаимодействия фундамента с грунтом основания

** - в диапазоне нормальной нагрузки 0,1-0,3 МПа

Литература

- ГОСТ 20522-96. Грунты. Методы статистической обработки результатов испытаний. 1996. М.: МНТКС, 26 с.
- ГОСТ 25100-95. Грунты. Классификация. 1996. М.: МНТКС, 30 с.
- Грунтоведение. Под ред. В.Т.Трофимова. 2005. М.: Изд-во МГУ, 1024 с.
- СП 11-105-97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть I. Общие правила производства работ. 2000. М.: ПНИИИС Госстроя России, 45 с.
- СП 11-105-97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть IV. Правила производства работ в районах распространения многолетнемерзлых грунтов. 1999. М.: ПНИИИС Госстроя России, 60 с.
- СП 11-114-2004. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтепромысловых сооружений. 2004. М.: ПНИИИС Госстроя России, 88 с.

Основные типы и причины развития деформаций на автомобильных и железных дорогах в Норильском промышленном районе

В. Исаков

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
кафедра криолитологии и гляциологии, Москва, Россия*

Реферат

На основании маршрутных наблюдений и изучения фондовых материалов в работе рассматриваются основные типы и причины развития деформаций дорожной сети в условиях Норильского промышленного района. Проведено подразделение деформаций по основным морфологическим типам и дано объяснение их возникновения. Выяснено, что основными причинами развития деформаций на железных и автомобильных дорогах между Норильском и Талнахом являются процессы подтопления, термокарста и термоэрозии, а также конструктивные недостатки линейных сооружений.

Ключевые Слова: Деформации; дороги; криолитозона; мониторинг; Норильск; термокарст.

Введение

Норильский промышленный район – один из крупнейших промышленных узлов на территории криолитозоны. Основой транспортной системы района являются железные и автомобильные дороги, связывающие крупнейшие населённые пункты, центры добычи и переработки минерального сырья, а также транспортные узлы – Норильск, Талнах, Кайеркан, Дудинка, Алыкель. Наиболее загруженными являются дороги, связывающие два крупнейших населённых пункта и промышленных центра – Норильск и Талнах. Деформации дорожного полотна и насыпей под действием криогенных процессов приводят к уменьшению пропускной способности дорог и снижению безопасности их эксплуатации.

Проблема обеспечения устойчивости линейных сооружений в данном регионе стоит уже давно, однако ввиду недостаточной проработки вопроса о причинах развития деформаций меры, принимаемые для стабилизации дорог, в настоящее время не приносят требуемого результата.

Автором был выполнен комплекс полевых и аналитических исследований с целью определения основных причин деформации земляного полотна в Норильском промышленном районе.

Краткое описание объекта и методики исследования

Природные условия региона

Район находится преимущественно в пределах Норильской межгорной депрессии. Среднегодовая температура воздуха составляет $-10,9^{\circ}\text{C}$. Растительность представлена лиственничными, зачастую угнетёнными лесами с преобладанием мелколиственных пород (в первую очередь берёзы и ольхи). Встречаются также участки (особенно в районе г. Норильска и к западу от него) с исключительно кустарниковой и кустарничковой растительностью. Основанием линейных сооружений служат отложения Вальковской озёрно-аллювиальной

террасы – льдистые дисперсные (преимущественно суглинистые и глинистые) грунты, содержащие пластовые и повторно-жильные льды. Мощность таких отложений может достигать нескольких десятков метров. Температура грунтов обычно лежит в диапазоне $-3...-5^{\circ}\text{C}$, однако около 30% площади занимают таликовые зоны (Шевелева и Хомичевская 1967). Основной чертой микрорельефа Вальковской террасы является чередование термокарстовых котловин и останцовых (термопланационных) поверхностей.

Железные и автомобильные дороги

Исследование проводилось на самом старом участке железной дороги Норильского промышленного узла – от пристани Валёк до станции Голиково (городская черта Норильска). Этот участок был сооружен в 1935 г. в рекордно короткие сроки. От принятия решения о строительстве до официального его начала прошло всего 9 дней. Естественно, это сказалось на качестве проектных решений и в конечном итоге на качестве строительства дороги. В 1960–70-е гг. с целью повышения пропускной способности железной дороги (для транспортировки руд из Талнаха), ее трасса была спрямлена. В настоящее время в пределах полосы железной дороги существуют две насыпи – действующая (в плане имеющая более прямолинейные очертания) и брошенная (рис. 1).

Современная автодорога «Норильск – Талнах» с асфальтовым покрытием была создана в 1960-70-х гг. До этого существовала грунтовая дорога, связывавшая Норильск с пос. Валёк и посёлком в районе будущего Талнаха. До пос. Валёк новая автодорога прошла преимущественно по трассе старой грунтовой дороги. Совмещенный автомобильный и железнодорожный мостовой переход через реку Норильская был сдан в эксплуатацию в 1963 г. На участке от ст. Голиково до пос. Валёк трассы железной автомобильной дороги и расположены на значительном удалении друг от друга. От мостового перехода через р. Норильскую до Талнаха автомобильная и железная дороги проходят практически в одном коридоре.

На всём протяжении железная и автомобильная дороги идут насыпью, на большей части пути – высокой. Высота насыпи изменяется на различных участках от чуть более 1 м до почти 20 м. Насыпь автомобильной дороги по сравнению с железной имеет существенно меньшую высоту (в среднем 4-6 м). В качестве материала для насыпей использованы щебенистые грунты с заполнителем (до 30-40%) из дресвы и мелкозема. Водопроницаемость таких грунтов сравнительно низкая, отсутствует конвекция холодного воздуха. Большая ширина насыпей по подошве, доходящая на некоторых участках до 60-80 м, способствует формированию зон подтопления у откосов насыпи.

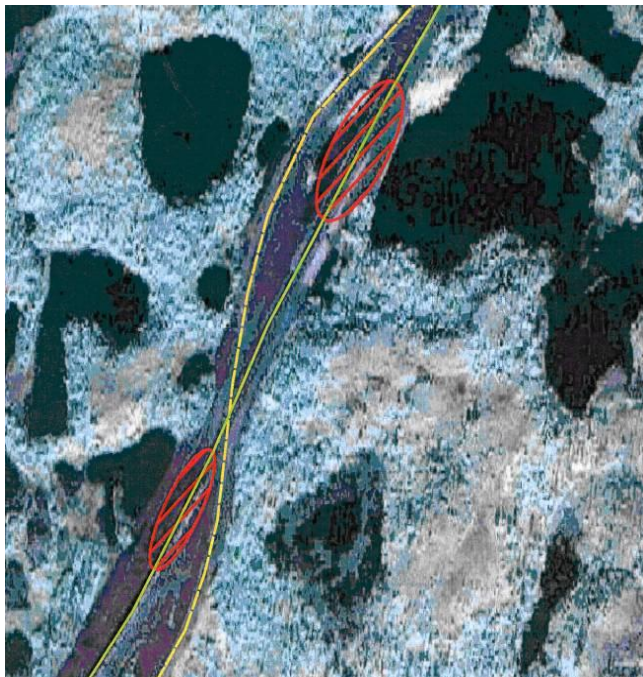


Рис. 1. Коридор трассы железной дороги «Норильск – Талнах» на участке Голиково – Валёк. Зелёным цветом отмечена насыпь действующей железной дороги, желтым – брошенная насыпь. Красная штриховка - участки подтопления, сформировавшиеся после спрямления дороги. Библиотека снимков Google

Методика исследования

В ходе работ в сентябре 2010 г было обследовано 6 км железных и 18 км автомобильных дорог, связывающих города Норильск и Талнах. Исследование включало маршрутные наблюдения, изучение космических снимков и анализ фоновых материалов. В ходе маршрутных наблюдений фиксировался характер и масштаб деформаций полотна дорог, оценивалось общее состояние элементов земляного полотна и развитие экзогенных, в том числе криогенных, процессов на прилегающих территориях. Космические снимки использовались, в первую очередь, для определения конфигурации зон подтопления. Анализ фоновых материалов (в основном, по автомобильной дороге) позволил оценить динамику и повторяемость деформаций на различных участках дороги. После обработки материалов, полученных в результате маршрутного

обследования и анализа космических снимков, составлялись схемы участков развития особо опасных деформаций полотна дорог. На базе обобщения полученных материалов и анализа научной литературы были сделаны предположения о причинах развития определённых видов деформаций.

Результаты исследования

Маршрутное обследование показало, что деформации полотна автомобильных и железных дорог развиваются не менее чем на 50% их протяжённости. Деформации имеют различные формы и масштабы проявлений. Примерно на каждые 3 км приходится один участок с деформациями, угрожающими безопасности движения. Было выяснено, что основные типы деформаций, развитию которых подвержены изучаемые линейные сооружения, можно разделить на следующие группы: закономерные изменения продольных уклонов земляного полотна в соответствии с неровностями естественного рельефа, условно названные «длинноволновыми продольными деформациями»; локальные просадки основной площадки; деформации полотна низких насыпей; ступенчатое отседание основной площадки; деформации, связанные с изменением угла откосов насыпей.

Длинноволновые продольные деформации

Формирование длинноволновых продольных деформаций (рис. 2) вероятно связано с особенностями взаимодействия высоких насыпей с мерзлыми грунтами оснований, в частности, с закономерностями понижения кровли мерзлых пород при пересечении железной дорогой термокарстовых котловин и термоплатационных (или останцовых) поверхностей. Известно (Лисицына и др. 1989), что чем большее поперечное сечение (высоту) имеет насыпь, тем, при прочих равных, больше повышение температуры в её основании.



Рис. 2. Длинноволновая продольная деформация полотна железной дороги у разъезда «Валёк». Длина волны ≈ 120 м

Изменение высоты насыпи при переходе от котловины к останцовой поверхности может вызвать неравномерность поведения кровли мерзлых пород в основании насыпи и, как следствие, формировать деформации, масштаб которых сопоставим с

масштабом изменения естественного рельефа в основании насыпи (рис. 3).



Рис. 3. Схема длинноволновых продольных деформаций

Деформации такого типа являются наиболее распространёнными в пределах изучаемых объектов. Они могут иметь различную амплитуду (от нескольких десятков сантиметров до первых метров) и протяжённость (которая, как правило, превышает 50 м и может достигать сотен метров).

Длинноволновые продольные деформации сравнительно малоопасны, поскольку формируют лишь незначительные уклоны, которые не могут существенно сказаться на безопасности движения. Однако такие деформации вызывают повышенный износ рельс, снижение эксплуатационных скоростей и повышение расхода топлива.

Локальные просадки основной площадки

Образование локальных просадок (рис. 4) связано, преимущественно, с пересечением насыпью постоянных или временных водотоков, а также ложбин стока. В условиях нехватки водопропускных сооружений в теле насыпи, водотоки могут формировать локальные зоны подтопления у откосов насыпи, а вода — дренироваться через тело насыпи или оттаявшие грунты основания.

Постоянное функционирование таких локальных зон подтопления и дренажа на участке пересечения насыпи с тальвегом вызывает оттаивание и просадки грунтов оснований и площадки насыпи. Как правило, локальные просадки имеют размеры до нескольких метров в длину. В ходе обследования автомобильной дороги Норильск – Талнах было отмечено развитие локальных просадок сложной конфигурации, которая, вероятно, повторяет форму каналов, дренирующих локальные зоны подтопления. С точки зрения безопасности движения такие участки локальных просадок более опасны, чем длинноволновые деформации, поскольку они вызывают резкие

изменения конфигурации дорожного полотна на коротких отрезках, а также интенсивно деформируют само полотно. Проявления локальных просадок более характерны для насыпей небольшой (до 10 м) высоты, что связано с большей амортизирующей способностью высоких насыпей.



Рис. 4. Формирование локальной просадки на автомобильной дороге «Норильск – Талнах»

Деформации полотна низких насыпей

Отдельно хотелось бы рассмотреть проблемы деформаций железнодорожного пути на участках низких (до 2-4 м) насыпей. Участок низкой насыпи железной дороги (высотой от 0,7 до 3 м), исследованный между ст. Голиково и разъездом Валёк, характеризуется высокой интенсивностью как продольных и поперечных деформаций железнодорожного полотна, при их относительно небольших амплитудах (рис. 5). Малая высота и

сравнительно небольшая площадь подошвы насыпи приводят к большей интенсивности динамических нагрузок от проходящих поездов, чем на участках более высоких насыпей. Вероятнее всего, наблюдаемые интенсивные деформации связаны с реологическими процессами, в частности ползучестью, протекающими в мерзлых грунтах (Вялов 1978) под воздействием динамических нагрузок. Растепление мерзлых грунтов, вызванное подтоплением, делает их ещё более подверженными процессам ползучести.



Рис. 5. Характер деформаций на участке низкой насыпи

При наличии деформаций такого типа скорости движения транспорта вынужденно ограничиваются, часто до очень низких значений (10 км/ч на рассматриваемом участке). Рельсошпальная решётка в результате испытываемых напряжений очень быстро выходит из строя и требует замены.

Деформации, связанные с изменением угла откосов насыпи

Деформации, связанные с изменением угла откосов насыпи образуются, в первую очередь, в результате подтопления насыпи и абразии берегов термокарстовых озёр, вдоль трассы дороги. Естественное изменение положения термокарстовых озёр (в частности, абразия берегов по направлению господствующих ветров) вероятно, не было учтено в проекте. Поэтому зачастую подошва насыпи уходит непосредственно в озеро (при этом развивается термоабразия естественных и техногенных грунтов). Спрямление трассы железной дороги на участке ст. Голиково – Валёк привело к образованию новых участков подтопления, в настоящее время подвергающиеся интенсивным деформациям (рис. 6) Подтопление насыпи сопровождается понижением кровли мерзлых грунтов. Даже под небольшими озёрами глубиной первые десятки сантиметров, образовавшимися у подножья насыпи, кровля вечномёрзлых грунтов опускается на полтора метра и более. Это вдвое больше, чем на соседних площадках, вне зоны подтопления. При наличии крупных озёр можно ожидать еще большего понижения верхней границы мерзлоты.

Оттаивание мерзлых грунтов основания насыпи вызывает просадки грунтов и, как следствие, увеличение крутизны откоса, что, в свою очередь, ведёт к усилению процессов эрозии и гравитационного сноса материала насыпи (рис. 6). Поскольку влияние подтопления ослабевает по мере удаления от откоса, то неравномерное оттаивание мерзлых пород в основании насыпи ведет к поперечным деформациям, вызывая перекос рельсового пути или растрескивание асфальтового покрытия.

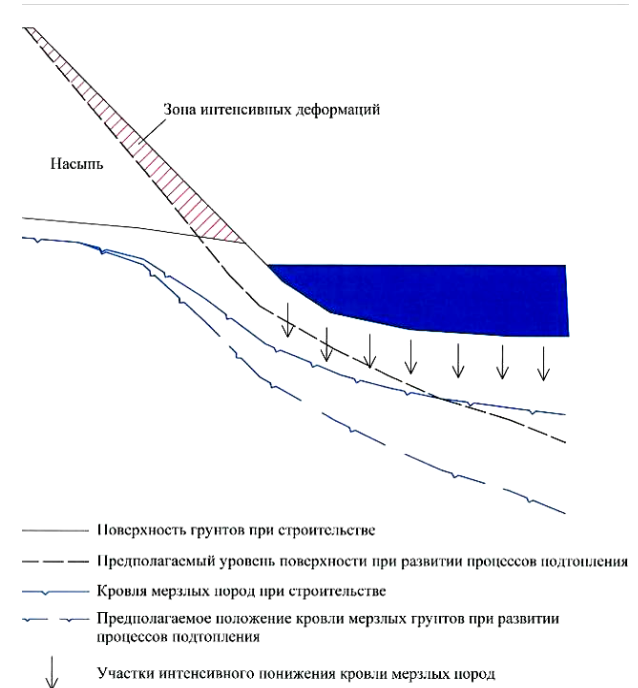


Рис. 6. Развитие деформаций из-за увеличения крутизны откоса насыпи в результате подтопления

Ступенчатое отседание основной площадки

Ещё одним процессом, связанным с подтоплением и развитием термокарста, является ступенчатое отседание основной площадки насыпи.

Данный процесс наиболее характерен для участков автомобильных дорог, подтопленных только с одной стороны. Образование деформаций такого типа связано, с неравномерностью оттаивания и осадки мёрзлых грунтов с формированием асфальтовых «ступенек» (рис. 7).



Рис. 7. Ступенчатое отседание основной площадки насыпи автомобильной дороги «Норильск – Талнах»

Зачастую такие «ступени» могут занимать значительную часть основной площадки. Разница в уровнях между «ступенями» может достигать 5 см. Напряжения, вызываемые неравномерными осадками основания приводят к формированию трещин в асфальтовом покрытии и его интенсивному разрушению. При интенсивном развитии деформаций, как в случае, представленном на рисунке 7, может произойти полное разрушение покрытия дороги.

Основные выводы

Результаты маршрутного обследования и их анализ показывают, что основной причиной деформаций на исследованных участках дорог является развитие процессов подтопления, термокарста и термоэрозии. Активизации данных процессов способствуют как природные условия региона (развитие сильнольдистых пород, плохой дренаж территории и др.), так и конструктивные недостатки линейных сооружений, в частности тотальная нехватка и неудовлетворительная работа существующих водопропускных сооружений. Сравнивая результаты обследований, проведённых автором, с фондовыми материалами, можно сделать вывод о том, что, хотя эксплуатация дорог продолжается уже несколько десятилетий, развитие деформаций не затухает. Например, по сравнению с результатами обследований 2006 г. количество участков автомобильной дороги «Норильск – Талнах», на которых наблюдаются значительные деформации, выросло, а масштаб деформаций увеличился. Маловероятно, что в ходе дальнейшей эксплуатации

произойдёт самостоятельное затухание деформаций, вероятнее всего они будут продолжаться.

По результатам исследований был составлен подробный каталог участков подвергающихся деформациям. В нем содержатся привязка, краткое описание и схемы участков деформаций. На основании этого каталога, возможно составление подробной программы геокриологического мониторинга, а также разработка рекомендаций по стабилизации оснований дорог.

Благодарности

Автор хочет выразить благодарность за помощь в организации, методологическом и научном сопровождении исследования доценту, к. г.-м. н. Гребенцу В.И. и доценту, Керимову А. Г.

Литература

- Вялов С.С. 1978. Реологические основы механики грунтов. Москва, Высшая школа, 447 с. *(на русском языке)*
- Лисицына О.М., Минайлов Г.П., Романовский Н.Н., Пармузин С.Ю. 1989. Линейное строительство. В: Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. Москва. «Недра» - стр. 452-457 *(на русском языке)*
- Шевелева Н.С. и Хомичевская Л.С. 1967. Геокриологические условия Енисейского севера. Москва, «Наука», 126 с. *(на русском языке)*



Исследование тундровых мерзлотных почв в системе «деятельный слой – многолетняя мерзлота» (северо-восток Европейской России)

Д.А. Каверин, Г.Г. Мажитова, А.В. Пастухов
Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
Ф.М. Ривкин
ООО «Фундаментпроект», Москва, Россия

Реферат

Тундровые минеральные и органогенные мерзлотные почвы рассмотрены с позиций системы «деятельный слой – многолетнемерзлые породы». По морфологическим и физико-химическим свойствам, верхние горизонты многолетней мерзлоты характеризуются как зона постепенных изменений в системе «деятельный слой – многолетняя мерзлота». Признаки классического переходного слоя в мерзлотных почвах региона проявляются недостаточно, в связи с этим предлагается использование более универсального термина «верхний слой многолетней мерзлоты».

Ключевые Слова: Верхний слой ММП; сезонно-талый слой; тундровые мерзлотные почвы.

Введение

Исследователи мерзлотных почв при изучении верхних льдистых горизонтов часто выделяют т.н. переходный слой (Яновский 1933, Шур 1988, Губин & Лупачев 2008). Переходный слой – это слой на контакте почвы с многолетнемерзлой толщей, периодически находящийся то в мерзлом, то в талом состоянии, имеющий признаки педогенного и криогенного преобразования. Именно верхние мерзлые горизонты в течение ближайших лет и десятилетий смогут в разной мере выполнять роль льдистого буфера и затем постепенно переходить в талое состояние на фоне потепления климата (Shur et al. 2005). Данный слой является частью геокриологического комплекса «сезонно-талый слой – переходный слой – эпигенетическая мерзлота» и наиболее четко выражен в почвах континентальных областей Сибири и Северной Америки. Существование переходного слоя обнаруживается преимущественно в зоне распространения сплошной многолетней мерзлоты (Bokheim & Hinkel 2005, Shur et al. 2005), где глубина сезонной протайки незначительна и переходная зона находится близко к поверхности, часто обнаруживая признаки педогенеза. Для переходного слоя характерна выраженность криотурбаций, ледяных клиньев, относительно высокое содержание льда и органического вещества. Шур (1988) отмечает, что в Сибири мощность переходного слоя обычно достигает 20-30% от мощности сезонно-талого слоя, т.е. в большинстве мерзлотных почв должен достигать 15-30 см в мощности. В Сибири можно часто выделить и слой максимального голоценового протаивания мерзлоты (Губин & Лупачев 2008), что облегчает диагностику переходного слоя.

С позиций взаимодействия почвообразования с толщей многолетнемерзлых пород наиболее активной является зона контакта сезонноталого слоя и непосредственно поверхности мерзлоты. Многолетняя мерзлота при близком залегании ее границы к дневной поверхности (порядка 1 м и менее) играет в процессах почвообразования одну из ведущих ролей, определяя в профилях мерзлотных

почв широкий комплекс свойств и признаков. Наряду с другими функциями, обеспечивающими процесс мерзлотного почвообразования, она выполняет важнейшую роль физического и геохимического барьеров, ограничивая вертикальную миграцию основных масс вещества и способствуя их латеральному перераспределению (Губин & Лупачев, 2008). Исследование свойств «верхней» мерзлоты актуально также в связи с тем, что по прогнозам этот слой в ближайшие десятилетия станет нижней частью сезонно-талого (деятельного) слоя.

На европейском Северо-Востоке формирование высокольдистых горизонтов в верхней части мерзлоты было отмечено Яновским (1933), Бакулиным (1958) и др. Е.А. Втюрина (1970) описывает формирование атакситовой криогенной текстуры за счет интенсивной сегрегации в нижней влагонасыщенной части СТС, что также может рассматриваться как аналог переходного слоя.

Характеристика района исследований

Район исследований относится к переходной полосе между подзонами кустарниковой тундры и северной лесотундры, расположенной в пределах распространения островной многолетней мерзлоты (Oberman & Mazhitova 2003) на европейском Северо-Востоке России. Многолетнемерзлые породы характеризуются достаточно теплыми среднегодовыми температурами (0...-2°C), что обуславливают их относительную нестабильность с точки зрения климатических изменений. Среднегодовая температура воздуха -5.3°C, сумма положительных температур за летний период около 1100°C-days, среднегодовое количество осадков – 600 мм.

Ландшафт участка исследований представлен торфяным плато, расположенным в термокарстовой депрессии и приречными суглинистыми увалами. На плато с поверхности залегают торфяные отложения мощностью до нескольких метров, подстилаемые плейстоценовыми озерными суглинками. Растительный покров представлен преимущественно кустарничково-мохово-лишайниковыми тундрами. В

почвенном покрове доминируют глеевые мерзлотные (Cryosols) и сухоторфяные мерзлотные почвы (Cryic Histosols).

Объекты и методы

Тундровые минеральные и органогенные мерзлотные почвы были рассмотрены с позиций системы «деятельный слой – многолетнемерзлые породы». В сезонно-талых и многолетнемерзлых горизонтах (до глубины 10 м) исследована морфология, определена влажность (льдистость), кислотность, содержание углерода. Верхние многолетнемерзлые горизонты до глубины 2 м изучались с большей степенью подробности. Согласно Международной Реферативной базе (WRB, 2007) исследуемые минеральные почвы относятся к группам Gelic Cambisols, Cryosols и Histic Cryosols, органогенные классифицируются как Cryic Histosols. Глубина сезонной протайки варьирует от 40-60 см в органогенных почвах до 150 см в минеральных.

Мерзлотные горизонты вскрывались с помощью машинного (до глубины 10 м) и ручного (до 1,5 м) бурения.

Результаты

Наши исследования показали, что для верхней части суглинистых многолетнемерзлых пород обычно характерна слоистость: льдонасыщенные слои сменяются горизонтами с массивной криотекстурой. Толсто-среднеслоистые и сетчатые текстуры сменяются тонкослоистыми, линзовидными и массивными с пониженным содержанием льда. Чередование льдистых и малольдистых горизонтов может говорить об определенных фазах накопления льда, отражающих флуктуации климата в прошлом и особенностях гидротермического режима при промерзании почвогрунтов. Толщина ледяных прослоек в суглинистых горизонтах увеличивается с глубиной, на уровне 5-10 метров в суглинках встречаются слои до 5-6 см. Структура льда в шлирах – плитчатая, ореховатая, величина структурных отдельностей в среднем составляет 1-2 мм. Лед чистый без видимых примесей минеральных или суглинистых частиц, что указывает на сегрегационный характер его формирования. Суглинистые мерзлотные почвы часто характеризуются выраженным оглеением, которое характерно и для исследованной толщи ММП, включая верхние многолетнемерзлые горизонты.

Суглинистые горизонты с атакситовой криотекстурой и ледогрунты также встречаются в верхних многолетнемерзлых горизонтах, именно такие льдистые горизонты могут быть приняты исследователями за переходный слой. Однако, сильнольдистые отложения верхней части ММП встречаются лишь локально, представляя собой один из вариантов криогенного строения многолетней мерзлоты.

При исследовании маломощных многолетнемерзлых торфяников (0,4 – 1 м), залегающих на минеральных субстратах, в зоне контакта отложений, как правило, фиксируется

горизонт повышенной льдистости. Тем не менее, данный горизонт не может считаться переходным слоем, т.к. формирование льдистых горизонтов в целом характерно для пограничных зон между торфяной и минеральной толщами (Общая геокриология 1990).

Торфяные многолетнемерзлые породы характеризуются высокой льдонасыщенностью, преобладанием атакситовых, слоистых и линзовидных криотекстур с крупными кристаллами льда диаметром до 1-3 мм. Лед часто покрывает фрагменты неразложившихся кустарничков и корней, толщина ледяных шлиров увеличивается книзу. В мощных торфяниках непосредственно под сезонно-талым слоем почвы обычно слабо выделяется льдонасыщенный горизонт. В бугристых торфяниках мощные слои льда могут формировать ядро гидролакколита (Общая геокриология, 1990), что также может быть воспринято за присутствие переходного слоя. В торфяных многолетнемерзлых горизонтах часто также обнаруживаются линзовидные пустоты, свидетельствующие об оттаивании ледяных включений и образовании полостей с последующим их промерзанием при низкой влажности.

Если рассматривать влажность (льдистость) в пределах глубин до 10 метров, верхние многолетнемерзлые горизонты (до глубины 3 м) характеризуются несколько большим общим содержанием льда в сравнении с нижележащими горизонтами.

В пределах толщи сезонных флуктуаций температуры вниз по профилю отмечено постепенное изменение таких параметров как pH, C (таблица 1). Наблюдается постепенное повышение pH с глубиной от кислых значений в деятельном слое до слабощелочных в глубоких льдистых горизонтах (обычно ниже 5-6 метров). Уже на глубине 2 м показатели pH увеличиваются на 1-2 единицы. Снижение кислотности вниз по профилю может объясняться увеличением длительности периода консервации органического вещества с глубиной. Постепенное повышение pH характерно и для глубоких контактных зон между торфяными и подстилающими суглинистыми отложениями.

Постепенные изменения физико-химических свойств обусловлены различиями криогенных условий горизонтов, находящихся на различной глубине. Если горизонты деятельного слоя протаивают ежегодно, верхний слой многолетней мерзлоты (зона переходного слоя) – может оттаивать лишь эпизодически, тогда как нижележащие горизонты находятся в многолетнемерзлом состоянии сотни лет. При оттаивании может увеличиться скорость минерализации органического вещества, находящегося в течение десятилетий и столетий в многолетнемерзлом состоянии (Rodionow et al. 2006), т.к. его молекулярный состав наиболее богат быстро растворимыми компонентами и целлюлозой (Michaelson et al. 2004) по сравнению с органической подстилкой и почвенными горизонтами, в составе которых преобладает лигнин (Rasse et al. 2006).

Необходимо отметить, что одним из критериев определения переходного слоя в минеральных субстратах является повышение содержания углерода (Shur et al. 2005). В исследуемых минеральных профилях в кровле мерзлоты нами не было выявлено такой закономерности. Исследования показали, что содержание органического углерода в толще эпигенетически промерзших озерно-ледниковых суглинков не превышает 1%. В верхних льдистых горизонтах, непосредственно подстилающих СТС, может даже отмечаться относительное снижение содержания С (%) в сравнение с деятельным слоем и эпигенетической толщей ниже. Исключение составляют суглинистые многолетнемерзлые горизонты, подстилающие торфяную толщу. Обогащение органическим веществом здесь могло произойти в результате пропитки еще до промерзания отложений, либо в результате глубинных криотурбаций при промерзании контакта отложений.

Таблица 1а. pH с содержание С(%) в минеральных профилях

Горизонт	Глубина, см	pH H ₂ O	С, %
1. Ednogleyic Cambisol (Gelic), ММП 150 см			
Oi	0-(1-5)	4,68	5,5
B	(1-5)-15	5,19	0,45
B(g)	15-55	5,38	0,2
C(D)	55-100	5,88	0,36
Мерзл. сугл.	188-190		0,38
Мерзл. сугл.	225-230	6,35	0,36
Мерзл. сугл.	245-250		0,48
Мерзл. сугл.	270-280		0,79
Мерзл. сугл.	335-345	7,22	0,79
Мерзл. сугл.	380-400		0,81
Мерзл. сугл.	475-485	6,99	0,96
Мерзл. сугл.	565-575		1,01
Мерзл. сугл.	575-595	7,36	-
Мерзл. сугл.	620-640		0,84
Мерзл. сугл.	620-625	7,52	0,87
Мерзл. сугл.	770-780	7,56	-
Мерзл. сугл.	850-860	7,48	0,99
Мерзл. сугл.	950-990		0,8
2. Histi-Turbic Cryosol, ММП 85 см			
Oi	0-9	3,85	44,4
Oe	9-20	4,17	19,5
Bg	20-30	4,87	0,6
Bgt	30-40	5	1,35
BgtC	40-75	5,18	1,88
Мерзл. сугл.	80-85		0,47
Мерзл. сугл.	115-120		0,64
Мерзл. сугл.	145-150		0,75
Мерзл. сугл.	160-170		0,96
Мерзл. сугл.	185-190		0,76
Мерзл. сугл.	230-275		-
Мерзл. сугл.	340-440		-
Мерзл. сугл.	430-440		2,8
3. Turbic Cryosol, ММП 174 см			
Oi	0-(3-7)		33
Bh	(3-7)-15	5,72	3,1
G	15-30	5,17	0,68
B	30-60	5,71	0,21
C	120-140		0,23
C	140-150		0,33
Мерзл. сугл.	174-180		0,25
Мерзл. сугл.	200-205		-

Таблица 1б. pH с содержание С(%) в органогенных профилях

Горизонт	Глубина, см	pH H ₂ O	С, %
4. Cryi-Folic Histosol, ММП 55 см			
Oi	0-(5-11)	3,82	48,6
Oe1	11-36	4,25	49,3
Oe2	36-45	4,44	46,9
Мерзл. торф	55-65	5,11	40,7
Мерзл. торф	75-90	5,94	6,2
Мерзл. сугл.	90-100	5,37	1,15
Мерзл. сугл.	100-120	5,39	4,1
Мерзл. сугл.	130-140	5,74	0,4
Мерзл. сугл.	140-180	6,03	-
Мерзл. сугл.	180-240	7	0,48
Мерзл. сугл.	325-330	7,49	0,99
Мерзл. сугл.	420-480	7,51	0,96
Мерзл. сугл.	520-580	7,29	0,99
Мерзл. сугл.	655-660	7,16	1,17
Мерзл. сугл.	855-860	7,35	0,83
Мерзл. сугл.	955-970	7,52	0,99
5. Cryi-Folic Histosol, ММП 52 см			
Oi	0-7	3,87	43,3
Oi	7-40	3,79	45,5
Oe	40-52	4,7	48,4
Мерзл. торф	70-80	5,36	46,9
Мерзл. торф	80-100	5,17	45
Мерзл. торф	130-150	5,04	46,2
Мерзл. торф	170-190		46
Мерзл. торф	190-195	5,13	2,1
Мерзл. торф	240-260		1,77
Мерзл. торф	330-335	5,34	27,5
Мерзл. торф	410-420	5,52	39
Мерзл. торф	450	5,63	18,3
Мерзл. сугл.	480-540	5,75	1,03
Мерзл. сугл.	540-580	5,97	1,85
Мерзл. сугл.	660-670	7,46	1,04
Мерзл. сугл.	820-830	7,52	1,1
Мерзл. сугл.	980	7,5	1,05
6. Cryi-Folic Histosol, ММП 42 см			
Oi	0-21	3,57	45,8
Oe	21-41	3,76	47,9
Oe	41-42		-
Мерзл. торф	40-60	4,18	50,7
Мерзл. торф	60-70	4,25	52,3
Мерзл. торф	75-80		47,8
Мерзл. торф	110-120	3,19	43,1
Мерзл. торф	135-150	3,02	39
Мерзл. торф	160-170		5,8
Мерзл. сугл.	250-260		0,27

Изучение криогенной динамики

Данные программы по мониторингу мощности деятельного слоя (CALM) являются важным источником информации, позволяющим оценить динамику и физические свойства верхней части многолетнемерзлых пород. В настоящее время все три площадки мониторинга на европейском Северо-Востоке показывают устойчивый тренд увеличения глубины протайки (Mazhitova et al. 2004, Мажитова и Каверин 2007).

С 1999 г. на площадке мерзлотного мониторинга R2 абсолютные отметки поверхности ММП ежегодно снижались на подавляющем большинстве пикетов, среднее значение снижения за 12 лет составило 41 см (стандартное отклонение 19 см). Средняя по площадке осадка поверхности почвы составила за этот период 21 см.

Для оттаявших в период наблюдений многолетнемерзлых горизонтов был рассчитан индекс т.н. нормализованной просадки (отношение просадки поверхности к величине отступления мерзлоты, см), который может быть использован для определения льдистости. Для площадки R2 данный индекс составил в среднем 0,5, что соответствует 50% объемной льдистости оттаявшего слоя мерзлоты. Динамика глубины протайки и поверхности мерзлых горизонтов только в определенной мере подтверждает существование льдистого слоя, занимающего нижнюю часть сезонно-талых горизонтов и верхнюю часть многолетнемерзлой толщи.

Степень выраженности переходного слоя

Степень выраженности переходного слоя в верхней толще ММП определялось согласно ряду морфологических и физико-химических параметров. В большинстве исследуемых профилей выявлялось незначительное увеличение льдистости, относительное понижение кислотности и низкое содержание органического углерода.

На наш взгляд нельзя с уверенностью сказать о существовании «универсального» переходного слоя, характерного для большинства почв региона. Возможно, более целесообразно пользоваться термином «верхний слой многолетней мерзлоты», который бы соответствовал глубинам переходного слоя. Также в регионе затруднительно определить промежуточный слой, мощность которого часто совпадает в континентальных районах Сибири с глубиной максимальной голоценовой протайки ММП (Губин & Лупачев 2008). Многолетняя мерзлота в южной тундре европейского Северо-Востока сформировалась в период голоцена, при этом в регионе периодически происходили деградации и аградации многолетней мерзлоты. Очевидно, последняя значительная деградация ММП произошла в малый климатический оптимум субатлантического периода. В позднем субатлантическом периоде наиболее оптимальные условия для формирования многолетней мерзлоты существовали в 16-й – начало 20 в.в. – т.н. малый ледниковый (Андреичева & Голубева 2008). Поэтому, с большой долей вероятности можно сказать что верхние, подстилающие СТС, горизонты последние 300-400 лет находятся в многолетнемерзлом состоянии. В настоящее время мы наблюдаем оттайку этого «продукта» малого ледникового периода на фоне глобального потепления климата.

Выводы

По морфологическим и физико-химическим свойствам, верхний горизонт многолетней мерзлоты характеризуется как зона постепенных изменений в системе «деятельный слой – многолетняя мерзлота». В целом, в связи с недостаточностью признаков,

классический переходный слой в мерзлотных почвах региона не может быть выделен, в связи с этим предлагается использование более универсального термина «верхний слой многолетней мерзлоты».

Мониторинг изменения сезонно-талого слоя и положения кровли ММП позволяет оценить реальные величины деградации ММП, оценить льдистость оттаявших отложений.

Литература

- Бакулин Ф.Г. 1958. Льдистость и осадка при оттаивании многолетнемерзлых четвертичных отложений Воркутинского района. – М. Изд-во АН СССР, 94 с. *(на русском языке)*
- Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. 1970. Льдообразование в горных породах. – М., Наука, 278 с. *(на русском языке)*
- Губин С.В., Лупачев А.В. 2008. Почвообразование и подстилающая мерзлота. // Почвоведение. 6: 655-667. *(на русском языке)*
- Мажитова Г.Г., Каверин Д.А. 2007. Динамика глубины сезонного протаивания и осадки поверхности почвы на площадке циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в европейской части России. // Криосфера Земли. Т. XI, 4: 20-30 *(на русском языке)*.
- Яновский В.К. Экспедиция на Печору по определению южной границы вечной мерзлоты. 1933. – Л., тр.комиссии по изучению вечной мерзлоты, 2: 65-149 *(на русском языке)*.
- Mazhitova, G., Malkova, G., Chestnykh, O. et al. 2004. Active layer spatial and temporal variability at European Russian Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) sites. Permafrost and periglacial processes 15: 123-139.
- Michaelson G.J., Dai X.Y., and C.-L. Ping. 2004. Organic matter and bioactivity in cryosols of arctic Alaska. In: J.M Kimble (Editor). Cryosols, Permafrost Affected Soils. Springer-Verlag New York: 463-477
- Oberman, N.G. & Mazhitova, G.G. 2003. Permafrost mapping of Northeast European Russia based on period of the climatic warming of 1970-1995. Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography 57 (2): 111-120.
- Rasse, D.P., M.-F. Dignac, H. Bahri, et al. 2006. Assessing lignin turnover in an agricultural field: from plant residues to soil-protected fractions. European Journal of Soil Science. 57: 530-538
- Rodionow A, Flessa H, Kazansky O. & Guggenberger G. 2006. Organic matter composition and potential trace gas production of permafrost soils in the forest tundra in northern Siberia. Geoderma. 135: 49-62
- Shur, Y., Hinkel, K.M. & Nelson, F.E. 2005. The transient layer: implications for geocryology and global-change science. Permafrost and Periglacial Processes 16(1): 5-11.

Применение методов математической морфологии ландшафта для оценки риска поражения линейных инженерных сооружений термокарстовыми процессами

В.Н.Капралова, А.С.Викторов

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН), Москва, Россия

Реферат

Предложен путь оценки риска поражения инженерных сооружений термокарстовыми процессами при помощи методов математической морфологии ландшафта. Изложены, а затем обоснованы экспериментальными данными допущения, положенные в основу моделей для территорий с развитием термокарстовых процессов. В ходе работы был оцифрован ряд участков с термокарстовыми озерами и проверена сходимость результатов мат анализа теоретических предположений с экспериментальными данными. Анализ полученных результатов показывает в целом соответствие расчетных и эмпирических данных.

Ключевые Слова: Вероятностное распределение; динамика развития термокарста; математическая морфология ландшафта; оценка риска.

Введение

Оценка риска в условиях развития опасных геологических процессов – одна из актуальных задач геологии. Особенно важна она в быстро изменяющихся природных условиях северных регионов. Оценке риска поражения инженерных сооружений посвящено много исследований (Елкин, 2004; Оценка и управление..., 2003а, б). При статистическом подходе оценки риска исследователь сталкивается с определенными проблемами, поскольку накопление статистики требует значительного времени и это время зачастую сравнимо со временем функционирования сооружения. В качестве иного подхода, позволяющего избежать подобных трудностей, были предложены методы математической морфологии ландшафтов (Викторов, 1998).

Математическая морфология ландшафта – это направление науки о ландшафте, исследующее количественные закономерности построения мозаик, образованных природно-территориальными комплексами на земной поверхности и методы математического анализа этих мозаик.

Цель данной статьи – попытаться развить и обосновать способ количественной оценки риска для линейных объектов с помощью методов математической морфологии ландшафта.

Модели ландшафтных рисунков базируются на использовании математических зависимостей между основными геометрическими характеристиками ландшафтного рисунка.

В основе математической модели морфологического строения озерных термокарстовых равнин, развитой в рамках математической морфологии ландшафта, лежат следующие предположения (Викторов, 1998):

1. Процесс появления первичных понижений, вероятностный и на непересекающихся площадках идет независимо.

2. Появление термокарстовых понижений произошла одновременно, вероятность возникновения одного понижения на пробной площадке зависит только от ее площади, и она много больше, чем вероятность возникновения нескольких понижений.
3. Рост размеров озер из-за термоабразии происходит независимо друг от друга, он прямо пропорционален запасам тепла в озере и обратно пропорционален площади боковой поверхности озерной котловины, находящейся ниже уровня воды.

Эти предположения позволяют вывести выражения для анализа данных и прогностических построений для территорий с развитием термокарстовых процессов (Викторов, 1998). Полученные выражения включают:

- вероятностное распределение числа термокарстовых озер (k), появившихся на заданном участке за данный интервал времени (процесс Пуассона)

$$P(k, t) = \frac{(\lambda t s)^k}{k!} e^{-\lambda t s}, \quad (1)$$

где λ – среднее число понижений, появляющихся на единице площади за единицу времени; s – размер пробной площадки; t – время;

- вероятностное распределение изменения радиусов термокарстовых озер (винеровский случайный процесс по отношению к логарифмам диаметров)

$$f_r(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma x\sqrt{t}}} e^{-\frac{(\ln x - at)^2}{2\sigma^2 t}}, \quad (2)$$

где a , σ – параметры распределения, t – возраст озера.

Применение математической модели озерных термокарстовых равнин

Апробацию модели мы проводили на нескольких тестовых участках. При выборе участков руководствовались морфологической однородностью участка и наличием данных дистанционного зондирования на данную область. Участки должны были быть однообразны как по микроструктуре и фототону фона, так и по расположению и форме озер.

На рис. 1 приведены космические снимки используемых тестовых участков:

- Среднеобской низменности в долине р. Валоктаягун (1),
- Межгорной долины, выходящей к глубоко врезанному в западную часть полуострова Сьюард заливу (Аляска) (2),
- Западно-Сибирской равнины, в районе р. Пякупур (3, 5) и в районе р. Вынгапур (4).

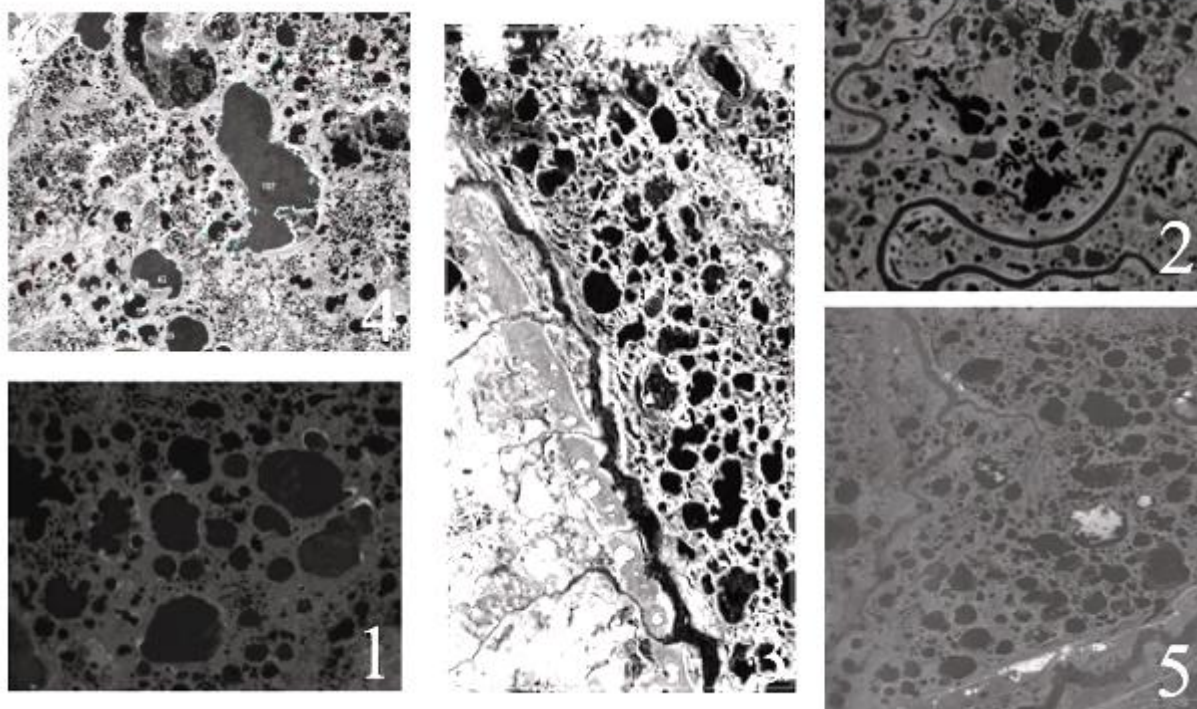


Рис. 1. Фрагменты космических снимков на тестовые участки.

Все эти участки представляют собой тундровые равнины, сложенные среднечетвертичными аллювиальными отложениями разной льдистости и расположены на террасах речных долин.

Из модели следует, что в отдельный момент времени, площади озер должны подчиняться логнормальному распределению. Используя специально разработанную программу «Векторизатор», мы оцифровали озера на выбранном участке. Водная поверхность озер довольно контрастна по отношению к окружающей среде и хорошо дешифрируема визуально, поэтому «Векторизатор» позволяет привести изображение к бинарному виду без потери информации о геометрии озер. Оператором на увеличенном фрагменте изображения определяется и выделяется граница озера в полуавтоматическом режиме.

Далее программа автоматически с высокой точностью вычисляет диаметр, площадь, периметр, расположение центра тяжести и другие параметры формы контура. Затем, с помощью программы «Статистика» мы получили соотношение теоретических и эмпирических данных (табл. 1).

Таблица 1. Параметры распределения и их соответствие логнормальному распределению для площадей озер.

Участок	χ^2	Число степеней свободы	Значение критерия χ^2 на уровне значимости 0.95 (0.99)
Участок 1	13,80	5	11,07 (15,09)
Участок 2	5,60	5	11,07 (15,09)
Участок 3	4,02	4	9,49 (13,28)
Участок 4	6,49	4	9,49 (13,28)
Участок 5	3,91	5	11,07 (15,09)

Как видно из таблицы, на выбранных участках теоретическое предположение о логнормальности площадей является верным.

Также, из модели следует, что в отдельный момент времени, на случайно выбранной площадке, расположение озер должно подчиняться распределению Пуассона. Исследования были проведены на тех же участках. Для этого в программе «Векторизатор», выделялась область с оцифрованными озерами и производился подсчет количества центров озер, попадающих на случайно

выбранную площадку (в данном случае – круга) постоянного размера. Были получены статистические распределения центров озер. Для каждого участка было проведено несколько экспериментов, с кругами разного диаметра. Далее, в программе «Статистика» мы получили параметры распределения и соответствие Пуассоновскому распределению, большинство полученных результатов отвечает распределению Пуассона на уровне значимости 0.95.

Для исследования закономерности динамики морфологических структур, связанных с термокарстом, был выбран участок на Западно-Сибирской равнине, в районе реки Пякупур. Для исследования использовались материалы разных временных дат (1987, 2001, 2007 гг.). В качестве источника информации о морфологической структуре исследуемой территории были использованы космические снимки (Landsat, IRS) и карты (Рис. 2).

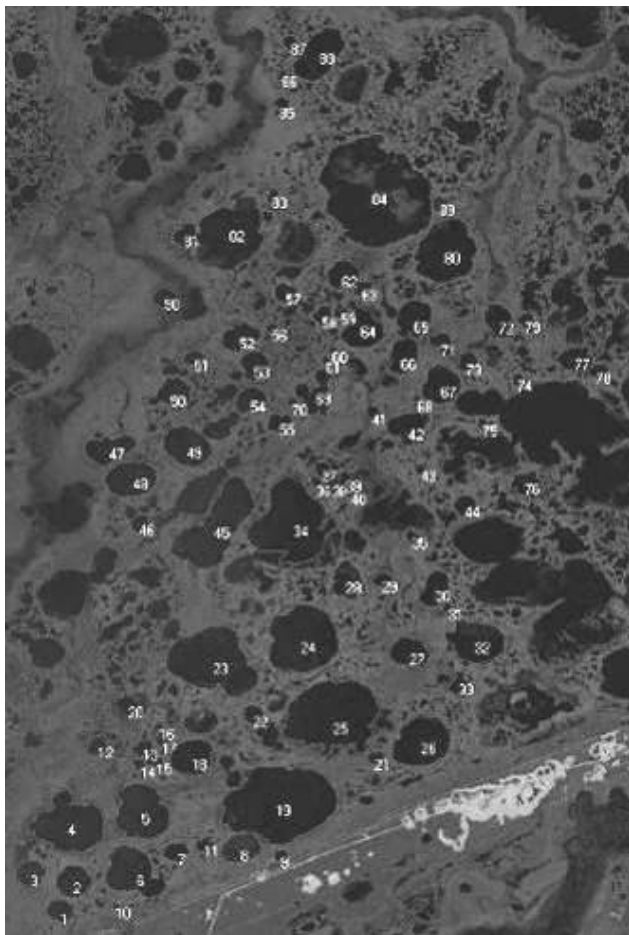


Рис. 2. Фрагмент снимка на участок №5

В «Векторизаторе» были оцифрованы озера на выбранном полигоне за каждую дату.

С целью обоснования значимости контролируемых изменений была произведена оценка ошибки дешифрирования. Для вычисления ошибки, проводились многократные независимые измерения озер разной площади в качестве предельной ошибки дешифрирования было взято двойное среднеквадратическое отклонение (Рис.3):

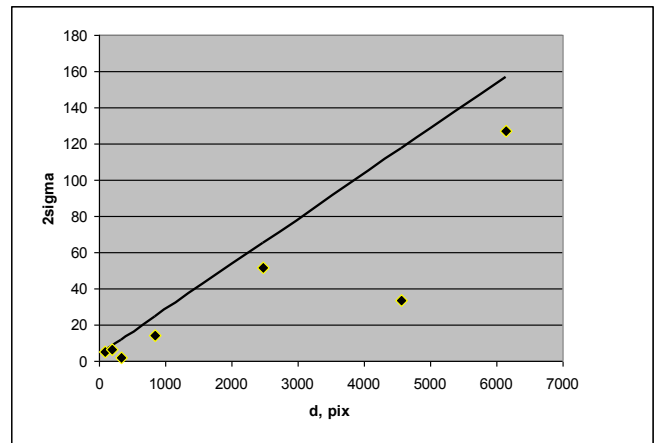


Рис. 3. График оценки ошибки дешифрирования для снимка 1987 г.

На графике точками показаны фактически полученные ошибки, сплошной линией – зависимость по которой вычисляли значения ошибки для озер разной площади. Анализ показал, что значительная часть полученных данных об изменениях площади находится за пределами ошибки, даже при такой завышенной оценке.

Распределения отношений площадей термокарстовых озер за разные сроки сходны с логнормальным, однако как видно из таблицы, использование критерия хи-квадрат указывает на значимые отклонения для меньших временных интервалов (14 и 6 лет) и на согласие с распределением для большего интервала (20 лет) (табл.2).

Таблица 2. Параметры распределения и их соответствие логнормальному распределению для приращений площадей озер.

Года съемки	χ^2	Число степеней свободы	Значение критерия χ^2 на уровне значимости 0.95 (0.99)
2001-1987	12,99	2	5.99 (9.21)
2007-2001	11,09	1	3,84 (6,64)
2007-1987	2,51	1	3,84 (6,64)

Таким образом, в целом, положения предлагаемой математической модели для озерных термокарстовых равнин, подтверждаются опытными данными.

Оценка риска поражения линейного сооружения

Созданные математические модели позволяют решать задачу о поражении рассматриваемым опасным процессом линейного объекта в однородных физико-географических условиях. Так размеры очагов подчиняются распределению Пуассона, а развитие каждого очага независимо, то, как показано в (Викторов, 2006), распределение числа поражений линейного объекта очагами процесса будет представлять собой также распределение Пуассона (Викторов, 2006):

$$P(k, t) = \frac{[2\gamma(t)L\bar{r}(t)]^k}{k!} e^{-2\gamma(t)L\bar{r}(t)}, \quad (3)$$

где $\bar{r}(t)$ - средний радиус очага в момент времени t , $\gamma(t)$ - средняя плотность расположения очагов, L - длина объекта.

Параметр этого распределения равен произведению длины линейного сооружения на плотность распределения очагов и их средний диаметр, то есть средняя плотность расположения отрезков поражения составляет:

$$\gamma_l(t) = 2\gamma(t)\bar{r}(t). \quad (4)$$

Отсюда следует (Викторов, 2006), что вероятность поражения линейного объекта хотя бы одним очагом равна

$$P_{dl}(L) = 1 - e^{-2\gamma(t)\bar{r}(t)L}, \quad (5)$$

соответственно защищенность инженерного сооружения (вероятность быть не пораженным опасным геологическим процессом) описывается выражением:

$$P_{dl}(L) = e^{-2\gamma(t)\bar{r}(t)L}. \quad (6)$$

Нетрудно также получить (Викторов, 2006), средний риск (математическое ожидание длины пораженного участка) может быть выражен зависимостью:

$$R_l(L) = [1 - e^{-\gamma(t)s(t)}]L. \quad (7)$$

Для ряда участков была проведена проверка полученных теоретических выводов.

В основу проверки выражения (5) для оценки вероятности поражения линейного объекта была положена следующая логика. Предположим, что мы находимся на рассматриваемом участке перед началом термокарстового процесса. Так как участок однороден, то у нас нет оснований предпочесть для размещения линейного объекта какое-либо место, и он с равной вероятностью может быть размещен в любой точке участка. Развившиеся впоследствии очаги процесса, которые в настоящее время мы наблюдаем на снимке, могли бы поразить или не поразить линейное сооружение. В силу сказанного реальное развитие событий может быть смоделировано следующим образом - программными средствами с помощью генератора случайных чисел мы размещаем линейный объект (разной длины) случайным образом в пределах выбранного участка (с уже существующими очагами) и затем подсчитываем количество линий, непораженных очагом процесса. Конкретная процедура для проверки формулы (5) была реализована следующим образом: с помощью датчика случайных чисел осуществлялись серии

случайных бросаний параллельных отрезков разной длины на участок прямоугольной формы с оцифрованными на ней озерами. Эти линии моделировали расположение линейного сооружения. Далее подсчитывалось количество линий, пересекающих термокарстовые очаги. Полученные значения доли отрезков, непораженных очагом процесса от общего количества бросаний отрезков заданной длины, сравнивались с расчетными, определенными по формуле (функция защищенности, дополнительная к пораженности).

При проведении расчетов возникли некоторые сложности, обусловленные тем, что озера могут сливаться в процессе развития, в то время как выражение получено для случая неслившихся озер. При таком слиянии, меняются параметры распределения: средняя плотность расположения очагов, средняя площадь и средний диаметр очагов. Была сделана попытка учесть слияние озер и пересчитать их количество, «разделив» слившиеся озера. В основу разделения легла визуальная оценка таких озер. Однако, если учесть слияние при подсчете количества озер было возможно, то с пересчетом среднего диаметра и площади, возникли трудности, преодоление которых предполагается в дальнейшем. Тем не менее, даже произведенная ограниченная корректировка позволяет ощутимо улучшить результат (Рис. 4а - до корректировки, 4б - после корректировки).

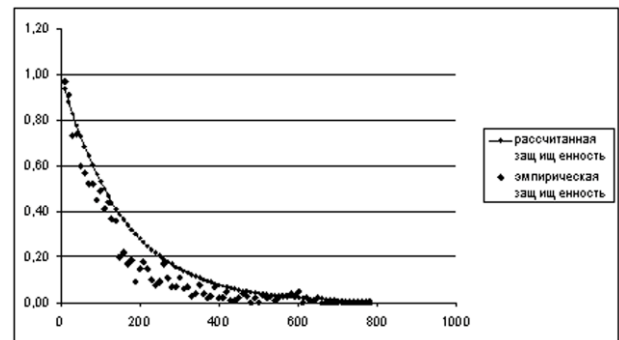


Рис. 4а. Сопоставление теоретических и эмпирических значений защищенности от термокарстовых процессов для линейного объекта разной протяженности (протяженность в пикселях - ось абсцисс, защищенность - ордината) до учета слияния озер.

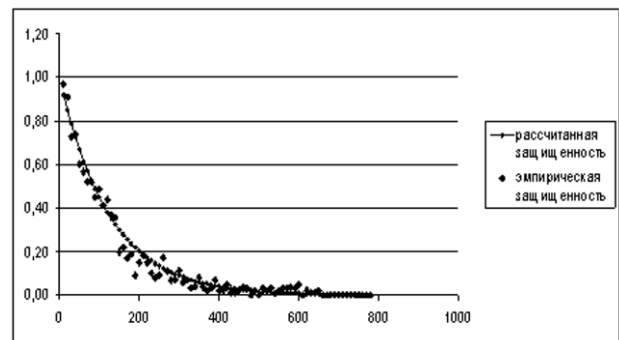


Рис. 4б. Сопоставление теоретических и эмпирических значений защищенности от термокарстовых процессов для линейного объекта разной протяженности (протяженность в пикселях - ось абсцисс, защищенность - ордината) после учета слияния озер.

Выводы

Анализ полученных результатов показывает в целом соответствие расчетных и эмпирических данных.

Полученные результаты позволяют предложить путь оценки риска поражения опасными экзогенными геологическими процессами инженерных сооружений. Он включает следующие основные элементы:

- разделение неоднородного участка на однородные фрагменты,
- использование данных повторной съемки с целью вычисления параметров модели,
- прогнозный расчет средней плотности расположения очагов и среднего диаметра очагов на необходимый временной срок,
- расчет вероятности поражения линейного объекта.

В результате выполненных исследований:

1. Были обоснованы математические модели для оценки риска поражения линейных инженерных сооружений опасными экзогенными геологическими процессами на основе математической морфологии ландшафта.

2. Модели проверены экспериментально для территорий с развитием термокарстовых процессов.

3. Показана возможность расчета риска поражения линейных инженерных сооружений опасными экзогенными геологическими процессами, используя данные повторных съемок.

Литература

Викторов А.С. 1998. Математическая морфология ландшафта. М.: «ТРАТЕК», 180 с.

Викторов А.С. 2006. Основные проблемы математической морфологии ландшафта. М.: Наука, 252с.

Елкин В.А. 2004. Региональная оценка карстовой опасности и риска (на примере Республики Татарстан). Автореф. дисс. на соиск. ст. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЭ РАН, 24 с.

Капралова В.Н. 2008. Использование данных дистанционного зондирования и методов математической морфологии ландшафта для изучения термокарстовых процессов // Международный год планеты Земля: задачи геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Сергеевские чтения. Вып. 10. М.: ГЕОС, 430-434 с.

Капралова В.Н., Викторов А.С. 2009. Моделирование морфологической структуры озерно-термокарстовых равнин и его геоэкологическое значение // Моделирование при решении геоэкологических задач. Сергеевские чтения. Вып. 11. М.: Геос, 174-178 с.

Королук В.С., Портенко Н.И., Скороход А.В. и др. 1985. Справочник по теории вероятности и математической статистике. М.: Наука, 640 с.

Оценка и управление природными рисками. 2003. Матер. Всерос. конф. "Риск-2003", Т. 1. М.: Изд. Рос. универ. друж. народов, 412 с.

Оценка и управление природными рисками. 2003. Тематический том./Под ред. А.Л.Рагозина. - М.: Изд. фирма «КРУК», 320 с.

Perlstein G.Z., Levashov A.V., Sergeev D.O. 2005. Analysis of thermokarst's early stage with deterministic methods// Transaction of the Second European Permafrost Conference. Potsdam, p. 143-144.



Тепломассообменные свойства водонасыщенной керамики с макровключением льда

В.С. Колунин, А.В. Колунин, А.Д. Писарев
Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

Представлены результаты экспериментов по изучению тепломассообменных свойств водонасыщенной керамики, содержащей макровключение льда. Показано, что система обладает термоосмотическими и термобарическими свойствами. Определена вся совокупность коэффициентов переноса и проведено сравнение с теорией. Результаты расчета совпадают с данными эксперимента в пределах порядка. Указан путь улучшения предсказательной способности теории – учет гидродинамических свойств пленки незамерзшей воды между льдом и каркасом пористой среды.

Ключевые Слова: Вода, лед; пористая среда; тепломассоперенос

Введение

Промерзание водонасыщенного мелкодисперсного грунта нарушают его однородность и инициирует образование криогенных текстур. Перераспределение компонентов системы в пространстве сопровождается деформированием скелета грунта и перемещением льда относительно грунтовых частиц. Роль движения льда в тепломассообменных процессах изучалась ранее теоретически на модельных пористых средах с жестким каркасом (Kolunin 2005). В частности было показано, что потоки тепла и массы через пористую среду с включениями льда выражаются через всю совокупность термодинамических сил – градиенты температуры и давления жидкости. Настоящая работа преследует цель определить в эксперименте коэффициенты переноса жесткого пористого образца с макровключением льда и провести сравнение с теорией.

Методика эксперимента

В качестве объекта исследования выбрана модельная ячейка бипористой среды - цилиндр из пористой керамики с полостью (Рис. 1б), который размещался в основном блоке экспериментальной установки (Рис. 1а) при температуры ниже 0° С. Керамика (11) насыщена дистиллированной водой, а полость (10) в центральной части образца заполнена льдом. Пористая среда сбоку полости была собрана из трех колец керамики, разделенных тонким слоем герметика (13). Тем самым предполагается, что весь поток массы через среднюю часть образца переносится включением льда посредством режеляции – при сближении со стенкой полости лед плавится, а на противоположной стороне при удалении от стенки восстанавливает свою форму вследствие замерзания воды.

Основные характеристики образца и элементов основного блока установки приведены в таблице 1.

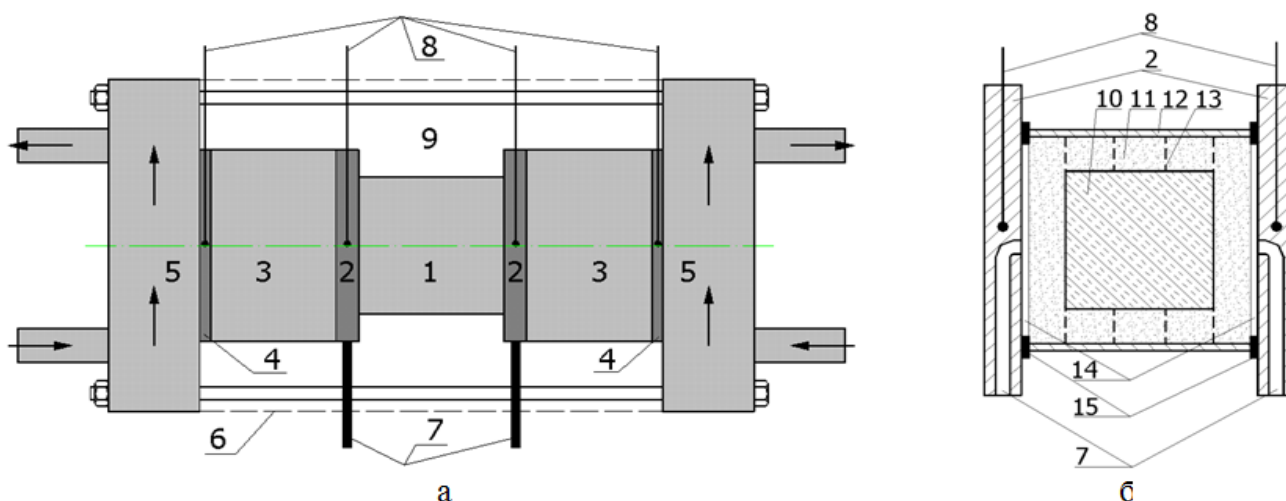


Рис. 1. Схема основного блока установки по измерению тепломассообменных параметров. а. Общий вид. 1 - образец, 2 - латунные пластины, 3 - измерительные цилиндры из плексигласа, 4 - медные пластины, 5 - латунные теплообменники, через которые прокачивается термостатируемая жидкость, 6 - экран из медной фольги, 7 - водоканалы, 8 - измеряемые концы разностных термопар, 9 - пенопласт. б. Образец с пластинами. 10 - полость, 11 - пористая керамика, 12 - пластиковая обойма, 13 - стык колец из пористой керамики (герметик), 14 - зазоры, заполненные водой, 15 - резиновые уплотнители.

Таблица 1. Характеристики элементов экспериментальной ячейки.

Элемент установки (Рис. 1)	Диаметр (внешний), мм	Высота, мм	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·град)	Коэффициент гидропроводности, м ² /(Па·с)
Полость (лед) (10)	20,2	16,5	2,2	
Керамика (11)	29,7	26,9	1,4	1,9·10 ⁻¹³
Обойма (12)	32,2	26,9	0,35	
Измерительный цилиндр (3)	44,5	31,4	0,21	
Пенопласт (9)	79	102,5	0,044	

Подготовительный этап опыта включает следующие работы: вакуумирование образца и подводящих трубок, заполнение системы дегазированной водой, одностороннее замораживание керамического образца и последующая оттайка подводящих трубок (7) и емкостей (14) (Рис. 2), домораживание воды в полости. По времени подготовительный этап занимает от трех суток до недели. Керамика служит фазовым барьером от проникновения льда в емкости (14) вплоть до $-0,05^{\circ}\text{C}$.

В эксперименте измеряются величины потоков тепла и массы через образец, вызванные разностью температур латунных пластин (2) или разностью давления жидкости в зазорах (14).

Величина температуры измеряется в четырех точках 8 (Рис. 1а) при помощи разностных медь-константановых термопар. Опорный спай термопары поддерживается при температуре 0°C , посредством его погружения в термос с дисциллированной водой и измельченным льдом. В свою очередь термос размещается в холодильнике с температурой воздуха незначительно выше 0°C .

Для нахождения потока тепла к наружным основаниям пластин (9) плотно прижаты эталонные цилиндры (3), через которые осуществляется теплообмен образца с массивными термостатируемыми пластинами (теплообменниками). Величина аксиального потока тепла в ячейке определяется согласно закону Фурье по измеренным температурам на основаниях эталонных цилиндров.

Поток жидкости находится по движению мениска жидкости в калиброванных капиллярных трубках, подсоединенных к каналам (7).

Единичное измерение занимает период времени от 12 до 36 часов, в течение которого на теплообменниках поддерживаются установленные значения температуры. За этот же период времени определяется объем жидкости, прошедшей через образец.

Для соответствия разности электрического напряжения и перепада температуры на спаях термопары используется стандартная градуировочная характеристика (Термопары 2002).

Термо-ЭДС термопар оцифровываются 24-битным шестиканальным аналого-цифровым преобразователем и регистрируются с интервалом 10 секунд. Для повышения точности измерения частота оцифровки выбрана кратной сетевой помехе (50 Гц).

При помощи термостата проведено определение абсолютной погрешности системы измерения,

которая составляет не более $\pm 0,01$ градуса. Погрешность в измерении разности температур дифференциальным методом - менее $\pm 0,004$ градуса.

Для большинства измерений среднеквадратичное отклонение среднего значения температуры теплообменников не превышает $0,0005$ градуса, а латунных пластин - $0,005$ градуса.

Для сравнения результатов измерений с теорией создана вычислительная программа по решению сопряженных тепловой задачи во внутренней области основного блока и задачи фильтрации в керамике. Входными параметрами являются температура теплообменников (5) и давление в зазорах (14) (Рис. 1а). Программа находит скорость движения льда в полости ячейки, температуру латунных пластин (2), также величины потоков тепла и жидкости через основания образца.

Результаты и выводы

На рис. 2 представлены результаты измерения потока воды через образец под действием градиента давления жидкости при различных средних температурах образца.

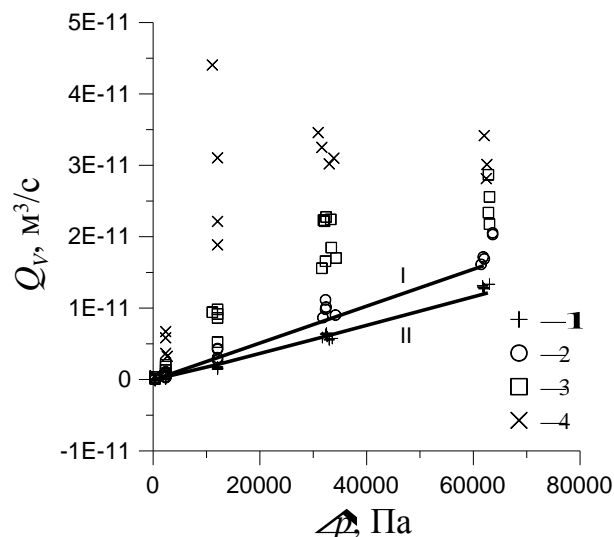


Рис. 2. Зависимость объемного потока жидкости Q_v через образец в зависимости от разности давлений Δp на границах образца при различных средних температурах t_0 .

Символы – экспериментальные данные при различных средних температурах: $-0,04$ (1), $-0,03$ (2), $-0,02$ (3), $-0,01$ (4); линии – результат расчета при различных перепадах температуры на латунных пластинах: I – нулевом, II – максимальном из опытных данных (Рис. 3)

Эксперимент показывает, что величина потока массы через образец уменьшается с понижением средней температуры. Это может быть объяснено гидравлическим сопротивлением пленки незамерзшей воды, разделяющей лед и каркас пористой среды (Горелик, Колунин 2002). Однако сравнение с теорией, в которой этот фактор исключен из рассмотрения, показывает, что расчетная величина потока массы меньше наблюдаемой в эксперименте. Может быть истинное значение скорости движения льда выше теоретического?

В качестве индикатора скорости движения льда служит разность температур латунных пластин (Рис. 3). При сближении со стенкой полости столбик льда плавится с поглощением тепла. На противоположной стороне включения происходит обратный процесс - заморзание воды и выделение тепла. Разделенные в пространстве источники и стоки тепла изменяют температурное поле окружающей среды и создают перепад температуры на пластинах, который пропорционален скорости движения льда.

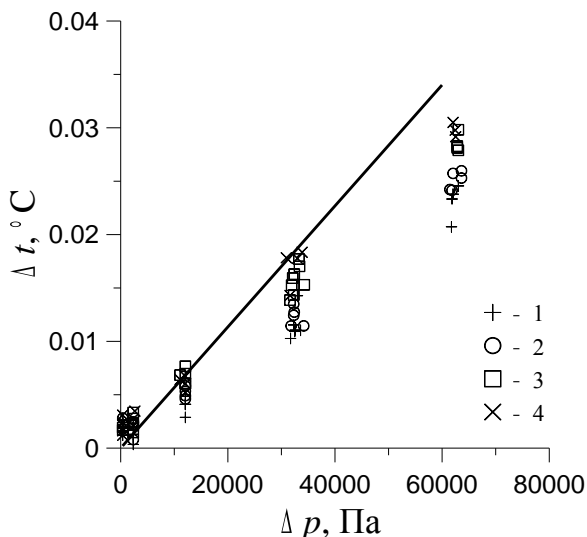


Рис. 3. Разность температур Δt между основаниями образца (латунные пластины 2, рис. 1) в зависимости от перепада давления жидкости Δp . Символы – экспериментальные данные при различных средних температурах: $-0,04$ (1), $-0,03$ (2), $-0,02$ (3), $-0,01$ (4); линия – результат расчета.

Экспериментальные данные на рис. 3 показывают, что с понижением средней температуры образца уменьшается перепад температуры на пластинах, а значит и скорость движения льда в полости. Такое поведение системы может быть объяснено зависимостью гидравлического сопротивления пленки незамерзшей воды от температуры. Не противоречит этому объяснению и то, что экспериментальные точки оказываются ниже расчетных – в теории гидравлическое сопротивление не принимается во внимание.

На основании результатов теплофизических измерений можно сделать вывод о том, что истинная скорость движения льда в полости не превышает теоретическую. В таком случае, чтобы объяснить

более высокие значения потока жидкости в эксперименте по сравнению с теорией (Рис. 2) необходимо ввести в рассмотрение дополнительные факторы. На наш взгляд наиболее вероятной причиной расхождения данных эксперимента и теории является наличие незамерзающих каналов жидкости между стенками полости и столбиком льда. Так согласно расчетам, если убрать гидроизоляцию между керамическими кольцами (Рис. 16, 13), поток массы в системе возрастает почти в 50 раз.

Нельзя также исключить возможность движения жидкости через лед по незамерзающим межзерновым каналам, свойства которых обсуждается в ряде работ (Ketcham & Hobbs 1969, Mader 1992).

Экспериментальные величины потоков тепла и расхода жидкости в зависимости от перепада температуры на основаниях образца представлены на Рис. 4. Между величиной потоков и перепадом температуры на границах образца наблюдается примерно линейная зависимость. Понижение средней температуры при прочих равных условиях приводит к уменьшению величин потоков тепла и массы. Сравнение с теорией показывает, что в отличие от результатов опытов, в которых потоки создавались градиентом давления (Рис. 2), на обоих графиках (Рис. 4) экспериментальные точки лежат ниже расчетных значений и обнаруживают значительно больший разброс данных.

Результаты измерений показывают, что система обладает термоосмотическими и баротермическими свойствами, т.е. градиент температуры создает поток массы через образец, а градиент давления – поток тепла. Поэтому в основу обработки экспериментальных данных положены уравнения переноса тепла и массы в общем виде:

$$j_v = C_{pp} \frac{\Delta p}{\Delta x} + C_{pt} \frac{\Delta T}{T_0 \Delta x} \quad (1)$$

$$j_q = C_{tp} \frac{\Delta p}{\Delta x} + C_{tt} \frac{\Delta T}{T_0 \Delta x}$$

где j_v – плотность объемного потока [$\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$] и j_q – плотность потока тепла [$\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$] через основания образца; Δp , ΔT – перепады давления жидкости [Па] и температуры [K] на высоте образца Δx [м]; C_{pp} , C_{pt} , C_{tp} , C_{tt} – коэффициенты переноса; $T_0 = 273,15 \text{ К}$.

Результаты двух экспериментов, проведенных при различных граничных условиях, образуют два набора данных (экспериментальных точек). Первый набор получен в эксперименте, в котором потоки создавались градиентом давления жидкости при перепаде температуры на теплообменниках равно нулю. Точки второго набора – данные эксперимента, в котором в качестве движущей термодинамической силы выступает градиент температуры при нулевом перепаде давления жидкости. По двум экспериментальным точкам из первого и второго наборов на основании соотношений (1) определяются коэффициенты переноса.

Как можно видеть на Рис. 2 - 4, потоки тепла и массы, а значит и C -коэффициенты, зависят от средней температуры образца, которая, по этой причине, включена в совокупность параметров результата измерения. Экспериментальные точки

неравномерно распределены на температурной шкале, поэтому вначале были найдены значения температур, вблизи которых концентрация точек из обоих наборов максимальна. Затем вблизи этих узловых температур образованы группы из экспериментальных точек. В

каждой группе данных была решена система уравнений (1) для всех сочетаний точек из первого набора со вторым, а затем вычислены средние коэффициенты переноса.

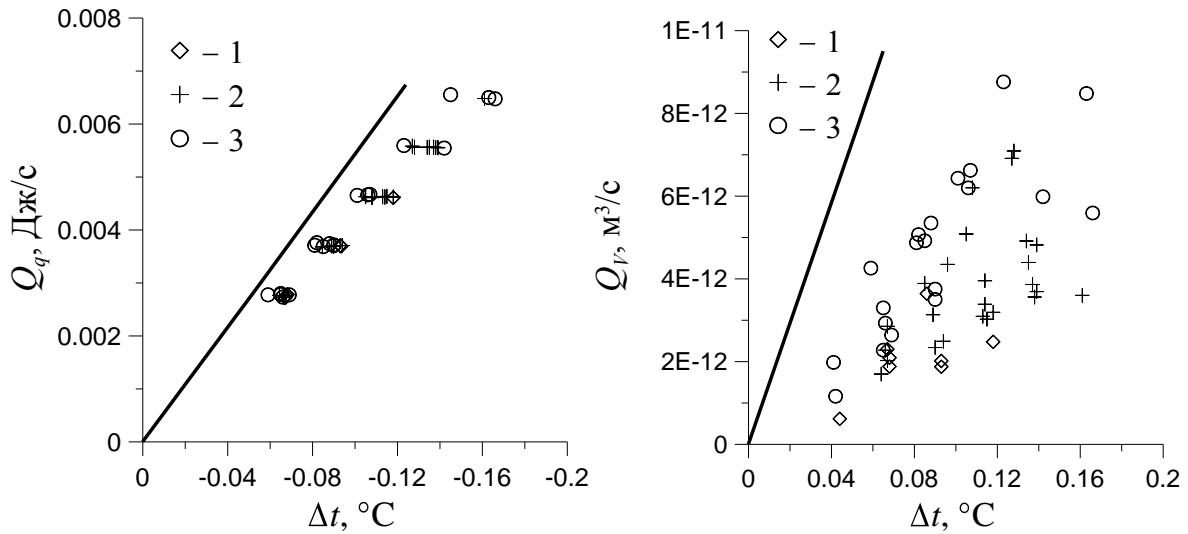


Рис. 4. Потоки тепла (а) и вещества (б) через образец в зависимости от разности температур на его основаниях. Символы - экспериментальные данные при различных средних температурах температур t_0 [°C]: -0,04 (1); -0,03 (2); -0,02 (3). Линии - результат расчета

Величины коэффициентов в зависимости от средней температуры образца приведены на Рис. 5 - 7. Можно видеть, что с понижением температуры абсолютные значения коэффициентов уменьшаются.

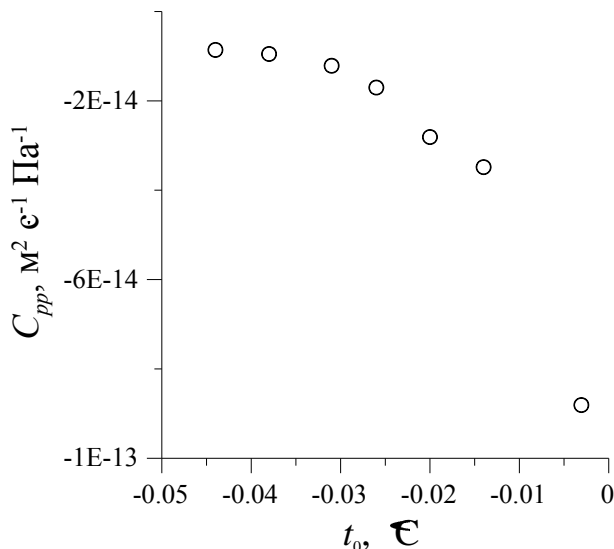


Рис. 5. Зависимость коэффициент C_{pp} от средней температуры образца

Весь цикл измерений включал семь серий. После каждой серии за исключением четвертой производилась промывка системы дистиллированной водой в течение от 1 до 7 суток. Необходимость в этом обнаружилась в ходе эксперимента. В 1 серии было замечено, что величины потоков массы через образец значительно меньше расчетных. В конце этой серии температура фазового равновесия лед-вода

оказалось равной -0,017°C, что соответствует концентрации раствора неэлектролита примерно 0,01 моль/л. Величина концентрации попадает в диапазон значений от 0,001 до 0,01 моль/л, в пределах которого происходит, согласно теоретическим оценкам (Kolunin & Kolunin 2006), резкое уменьшение скорости движения льда относительно каркаса пористой среды.

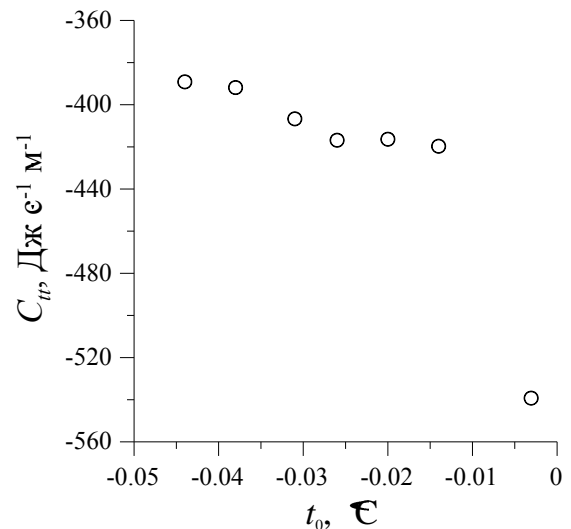


Рис. 6. Зависимость коэффициент C_{ii} от средней температуры образца

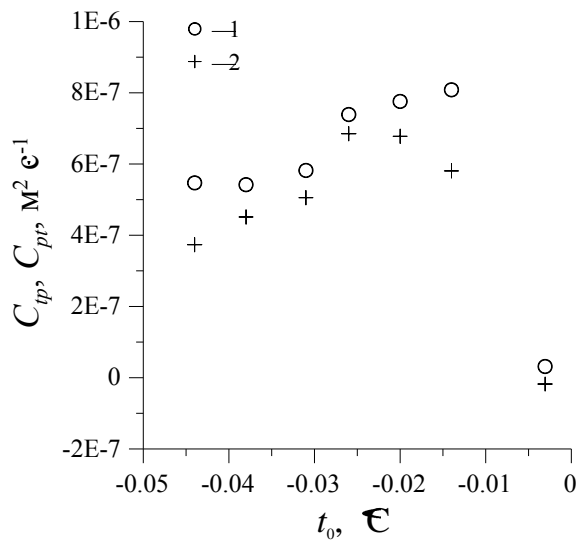


Рис. 7. Зависимость недиагональных коэффициентов переноса C_{pr} (1) и C_{pt} (2) от средней температуры образца

С целью проверки предположения о попадании в воду посторонних примесей была осуществлена промывка всей системы дистиллированной водой в течение недели. На Рис. 8 приведены значения коэффициента C_{pr} , найденного по результатам измерений в 1 и 2 сериях.

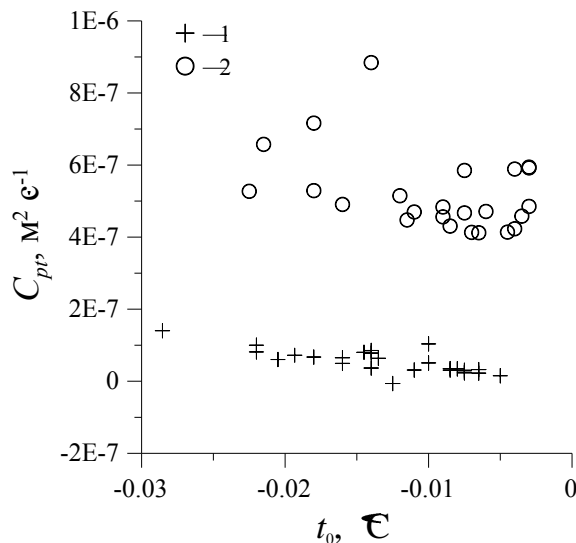


Рис. 8. Зависимость коэффициента переноса C_{pr} от средней температуры образца для 1 и 2 серий измерений

Для вычисления экспериментальных значений коэффициентов переноса были взяты результаты измерений 6 и 7 серий.

Теоретическая модель (Kolunin 2005) дает величины C -коэффициентов, представленные в Таблице 2. Нарушение симметрии C -коэффициентов - следствие теплообмена образца с окружающей средой через боковую поверхность.

Таблица 2. Теоретические значения коэффициентов переноса ячейки

$C_{pp}, \text{м}^2 \text{с}^{-1} \text{Па}^{-1}$	$C_{pt}, \text{м}^2 \text{с}^{-1}$	$C_{pr}, \text{м}^2 \text{с}^{-1}$	$C_{tt}, \text{Дж} \cdot \text{м}^{-1} \text{с}^{-1}$
$9,15 \cdot 10^{15}$	$1,40 \cdot 10^6$	$1,37 \cdot 10^6$	555

Сравнение коэффициентов переноса тепла C_{tt} (Рис. 6 и Таблица 2) показывает, что абсолютное значение

теоретического коэффициента оказывается выше экспериментального практически по всем диапазонам температуры. Заметный вклад в величину коэффициента C_{tt} дает режеляционное движение льда. Так, если лед неподвижен относительно керамики, теоретическое значение коэффициента C_{tt} оказывается равным $345 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-1} \text{с}^{-1}$.

Теория предсказывает более высокую скорость льда по сравнению с экспериментальной. Это различие может быть следствием двух причин: в теории не учитывается гидросопротивление пленки незамерзшей воды между основаниями столбика льда и стенками полости, а также предполагается отсутствие растворимых соединений в воде. Оба этих фактора уменьшают скорость льда относительно керамики.

Абсолютное значение коэффициента переноса вещества C_{pp} , найденное из теории (Таблица 2), оказывается меньше экспериментального (Рис. 5) практически во всем диапазоне температур. С учетом предыдущего заключения наиболее вероятной причиной этого различия может быть течение жидкости между боковой поверхностью включения льда и стенками полости. Перенос жидкости по проводящим каналам увеличивает величину суммарного потока вещества под действием градиента давления, практически не меняя скорость льда.

В свою очередь оба фактора - уменьшение скорости режеляционного движения льда и наличие незамерзающих каналов между областями плавления льда и заморзания воды - приводят к тому, что величины недиагональных коэффициентов переноса C_{pt} и C_{pr} , измеренные в эксперименте, становятся заметно меньше теоретических. (Таблица 2 и Рис. 7).

Экспериментальные значения C -коэффициентов позволяют определить параметры процесса, при которых законы переноса тепла и массы необходимо применять в общей форме.

Слагаемые в законе переноса вещества (1) имеют один порядок, когда выполняется следующее соотношение:

$$|\Delta T| \approx \left| \frac{C_{pp} T_0}{C_{pt}} \Delta p \right| \quad (2)$$

Принимая $C_{pp} = 2 \cdot 10^{14} \text{ м}^2 \text{с}^{-1} \text{Па}^{-1}$ и $C_{pt} = 5 \cdot 10^7 \text{ м}^2 \text{с}^{-1}$ (Рис. 5 - 7), из равенства (2) следует, например, что при перепаде давления 10^5 Па , изменение температуры $|\Delta T| \approx 1 \text{ К}$. Таким образом, термоосмотический вклад в массоперенос через мерзлую породу становится заметным при изменении температуры среды не менее 1 К на 1 атм перепада давления жидкости. В природе это условие выполняется довольно часто.

Аналогично для перепада давления жидкости, выше которого закон переноса тепла должен применяться в общем виде, имеем

$$|\Delta p| \approx \left| \frac{C_{tt}}{C_{pr} T_0} \Delta T \right| \quad (3)$$

Полагая $C_{tt} = 420 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-1} \text{с}^{-1}$ и $C_{pr} = 5 \cdot 10^7 \text{ м}^2 \text{с}^{-1}$ (Рис. 5 - 7), из соотношения (3) получаем $|\Delta p / \Delta T| \approx 3 \cdot 10^6 \text{ Па} \cdot \text{К}^{-1}$.

Представленные выше оценки получены для пористой среды с макровключениями. Величина коэффициентов C_{pi} и C_{pr} , входящих в соотношения (2) и (3), определяется во многом гидравлическими свойствами каналов между областями плавления и замерзания льда, а значит и размером включения. С уменьшением размера льда роль проводимости гидравлических каналов возрастает и, как результат, должна быть меньше величина недиагональных коэффициентов. В настоящее время отсутствует необходимое количество экспериментального материала, на основании которого можно судить о значимости участия микровключений льда в тепломассообменных процессах в мерзлых пористых средах. В качестве косвенного подтверждения вывода о влиянии размеров льда на величину коэффициента C_{pr} могут служить результаты экспериментальной работы (Horiguchi, Miller 1980) - баротермические свойства обнаруживает макровключение льда между мембранами, но не мерзлые грунты. Несмотря на то, что в опыте с мерзлым грунтом содержание льда составляет порядка 26 г/г, баротермический эффект оказывается пренебрежимо малым. Возможная причина этого – отсутствие в грунте крупных включений льда, а скорость движения микровключений под действием перепада давления жидкости значительно меньше скорости макрообразований льда.

На основании изложенного выше могут сделаны следующие выводы.

В пористой среде, содержащей лед и воду, разность давлений в жидкости создает не только поток массы, но и поток тепла.

Теоретическая модель может применяться для прогноза тепломассообменных процессов в мерзлых пористых средах, содержащих макрообразования льда.

Для улучшения предсказательной способности в исходной теоретической модели необходимо принимать во внимание гидравлические свойства пленки незамерзшей воды, разделяющей лед и пористую среду.

Пленка незамерзшей воды между льдом и мелкопористой средой увеличивает фильтрационные свойства мерзлой пористой породы, но уменьшает массоперенос воды в фазе льда.

Существенное влияние на скорость режеляционного движения льда оказывают следующие факторы: присутствие в воде растворимых соединений, гидросопротивление пленки между льдом и каркасом пористой, наличие гидропроводящих каналов между областями плавления льда и замерзания воды.

В условиях открытой системы массоперенос через мерзлую пористую среду под действием градиента температуры приводит к накоплению растворимых соединений в области превращения воды в лед, в то время как массообменные процессы, инициированные градиентом давления жидкости, сопровождаются естественной очисткой системы от примесей.

Перенос тепла в мерзлых породах вблизи температуры начала замерзания с достаточной для практики точностью описывается законом Фурье, в то время как массоперенос подчиняется общему закону - скорость фильтрации зависит от градиентов давления жидкости и температуры.

Литература

- Горелик Я.Б., Колунин В.С. 2002. Физика и моделирование криогенных процессов в литосфере. – Новосибирск, Академическое издательство “Geo”, 318 с.
- Термопары. Номинальные статические характеристики. ГОСТ Р 8.585-2001, М., Госстандарт России, 2002, 78с.
- Horiguchi, K. & Miller, R.D. 1980. Experimental studies with frozen soil in an «ice sandwich» permeameter. Cold Regions Science and Technology 3: 177-183.
- Ketcham, W.M. & Hobbs, P.V. 1969. An experimental determination on the surface energies of ice. Philosophical Magazine 19: 1161-1173.
- Kolunin, V.S. 2005. Heat and mass transfer in porous media with ice inclusion near freezing-point. International Journal of Heat and Mass Transfer 48, No. 6: 1175–1185.
- Kolunin, V.S. & Kolunin, A.V. 2006. Heat and mass transfer in saturated porous media with ice inclusions. International Journal of Heat and Mass Transfer 49, No. 6: 2514-2522.
- Mader, H.M. 1992. Observation of the water-vein system in polycrystalline ice. Journal of Glaciology 38, No. 130: 333-347.

Методики расчетной оценки свойств криопэггов п-ова Ямал

И.А. Комаров, Н.В. Кияшко

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Реферат

Приводятся методики расчетной оценки температуры начала замерзания, фазового состава, плотности, РН, теплоемкости и теплопроводности криопэггов п-ова Ямал. Они реализованы с помощью разработанного и проверенного на большом экспериментальном материале программного продукта, входными данными для которого являются: исходная величина общей минерализации; концентрация и состав криопэга, полученные на основании химического анализа проб, а также приближенных соотношений для оценки указанных характеристик, в которых используется только исходная величина общей минерализации.

Ключевые слова: Криопэги; плотность; п-ов Ямал; температура замерзания; теплоемкость; фазовый состав.

Введение

Проблема прогноза температурного и водно-солевого режима засоленных пород и криопэггов является актуальной в связи с интенсивным хозяйственным освоением территорий шельфа и приморских низменностей, в которых находятся крупные газо- и нефтеносные провинции (п-ов Ямал и др.) и для которых характерен морской тип засоления. Пренебрежение влиянием минерализации поровых растворов может привести к серьезным погрешностям прогнозных расчетов. Обзор расчетных моделей дан нами в работе (Комаров 2003).

Термин «криопэг» имеет в литературе неоднозначное толкование. Наиболее употребительным является, введенное Н.И. Толстихиным определение: «..Криопэги (криогалинные воды) – природные соленые воды с отрицательными температурами». В такой трактовке этот термин рассматривается ниже.

Для реализации прогнозных моделей необходима информация по температуре замерзания криопэггов, температурной зависимости их теплофизических свойств, плотности, содержания незамершей воды и льда. Существующие расчетные методики нахождения этих свойств обычно ограничены рассмотрением случая, когда поровый раствор можно условно рассматривать как бинарный (двухкомпонентный раствор $H_2O + NaCl$). В их основе лежат различные модификации криоскопической формулы из теории растворов, с учетом изотонического коэффициента или без. Однако они работают при относительно небольшой минерализации порового раствора. Нормальность легкорастворенных солей в поровых растворах и криопэгах может достигать величин 2-3 и более.

Химический аспект моделирования поведения полиионных водно-солевых систем в области отрицательных температур в конечном итоге сводится к расчету фазового состава систем различного валового химического состава в ряде пространственно-временных ячейек, характеризующихся определенной температурой и давлением. Используя модель К. Питцера (Pitzer 1987)

для расчета коэффициентов активности и активности воды, в лаборатории CRELL(США) для системы $Na-K-Ca-Mg-Cl-SO_4-H_2O$ была разработана программа, для вычисления химического равновесия между водными между водными растворами электролитов, льдом и солями (Mironenko et al, 1987). Используя эту модель, в модификации программы «FREZCHEM2» в работах (Волков и др. 2005, Комаров и др. 2006) была предложена новая методика оценки температуры формирования ионно-солевого состава криопэггов морского генезиса по кривой десульфатизации (температурной зависимости концентрации сульфат-иона). Она позволяет на основании химического анализа пробы конкретного криопэга, с помощью моделирования восстановить величину минимального значения температуры, при которой произошло формирование ионно-солевого состава криопэга. Эта температура соответствует температуре начала кристаллизации мирабилита для каждой конкретной пробы криопэга и четко фиксируется на кривой десульфатизации. Причем для корректного определения температуры формирования ионно-солевого состава криопэга морского генезиса не обязательно знать исходный состав морской воды, из которой сформировался криопэг. С помощью предложенной методики по кривой десульфатизации оценены температурные условия формирования ионно-солевого состава ряда криопэггов п-ова Ямал.

Программный продукт

Однако дальнейший прогресс в исследовании был ограничен возможностями используемых моделей и разработанного аппарата. Так для анализа данных водных вытяжек пород и проб криопэггов кроме указанных 7 компонентов, используемых при моделировании с помощью «FREZCHEM2» необходимо учитывать также наличие в них карбонатов, бикарбонатов и соответствующих солей кальцита, доломита, гипса, соединений железа и т.д., а также наличие газовой фазы, в частности, H_2O , CO_2 , CH_4 . Реальная физическая картина протекающих в природе процессов указывает на целесообразность учета: а) давления вышележащих пород; б) наличия

водоносных горизонтов, т.е. ситуации, когда порода или криопэг обменивается каким-то компонентом с окружающей средой (режим открытой системы); в) ситуации, когда при промерзании из порового раствора породы или криопэга выпадают вновь образованные твердые фазы солей, которые при повышении температуры не переходят обратимо в жидкую фазу (фракционная кристаллизация).

Указанных ограничений лишена термодинамическая модель и соответствующая программа «FREEZBRINE», которая была апробирована и использована для анализа температурного и водно-солевого режима криопэгов (Комаров, Мироненко, Пустовойт 2008, Комаров, Мироненко 2010). Алгоритм расчета равновесного состава водно-солевых систем приведен в работе (Мироненко, Поляков 2009). Равновесный состав системы при температуре T , давлении P и заданном валовом химическом составе ищется методом минимизации свободной энергии Гиббса на множестве линейных ограничений в виде системы уравнений баланса масс. В программе использовались константы равновесия химических реакций (произведения растворимости, константы диссоциации и гидролиза, растворимости газов), которые были согласованы, частично получены заново и аппроксимированы как функция температуры Ж. Марионом (Marion 2002). В отличие от программы «FREEZCHEM2», которая калибрована по данным К.Нельсона и Т. Томсона (Nelson & Thompson 1954), программа «FREEZBRINE» калибрована согласно данным К.Э. Гиттермана (1937).

Она включает в себя следующие химические компоненты, которые могут быть образованы в системе:

Раствор (23 компонента): катионы : Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+ , $\text{Mg}(\text{OH})^+$, Fe^{2+} , FeOH^+ ; анионы: Cl^- , SO_4^{2-} , OH^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , HSO_4^- , NO_3^- ; нейтральные : CO_2, aq , FeCO_3, aq , CaCO_3, aq , MgCO_3, aq , H_2, aq , O_2, aq , CH_4, aq , $\text{H}_2\text{O}(\text{l})$;

Газы (8 компонентов): O_2, g , H_2, g , CH_4, g , CO_2, g , $\text{H}_2\text{O}, \text{g}$, HCl, g , HNO_3, g , $\text{H}_2\text{SO}_4, \text{g}$; Твердые фазы (56 компонентов): основные из них : $\text{H}_2\text{O}(\text{cr}, \text{l})$, $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, HALITE, SYLVITE, $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, K_2SO_4 , $\text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ANHYDRITE, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{K}_2\text{SO}_4$, CALCITE, MAGNESITE, $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, NaHCO_3 , $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, DOLOMITE, ARAGONITE, VATERITE, $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, KNO_3 , NaNO_3 , $\text{Na}_3\text{H}(\text{SO}_4)_2$, $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{FeCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{FeCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, SIDERITE, и др..

Программа «FREEZBRINE» работает в различных режимах: «закрытые или открытые системы», «равновесная или фракционная кристаллизация», «промерзание-оттаивание», «изменение давления», «идеальные – неидеальные газы», «испарение-конденсация воды». Под закрытой понимается система, которая не обменивается веществом с окружающей средой, ее равновесный состав, включая

активности (летучести) всех компонентов полностью определяется при данных T и P валовым химическим составом системы.

Равновесная кристаллизация означает, что при изменении внешних условий (температуры или давления) все ранее образованные фазы системы (например, лед, соли, раствор электролита) могут взаимодействовать вновь между собой. В то же время, возможна ситуация, когда мобильная фаза после частичной кристаллизации перемещается в другое место, пространственно отделяясь от ранее отложенных твердых фаз, либо раствор отделен от ранее образованных солей коркой льда, которая мешает им взаимодействовать. Такая кристаллизация, когда на фоне падения температуры из системы постоянно удаляются вновь образованные твердые фазы, обозначается термином - фракционная.

При выбранных режимах модель позволяет рассчитывать одновременно один из следующих сценариев: *Промерзание-оттаивание*. В этом случае рассчитывается серия равновесий в заданном интервале температур с заданным шагом изменения температуры при постоянном заданном давлении. Если температура понижается, вычисления заканчиваются по достижении точки эвтектики (полная кристаллизация раствора); *Изменение давления*. Рассчитывается серия равновесий в заданном интервале давлений с заданным шагом изменения давления при постоянной заданной температуре; *Испарение*. Рассчитывается серия равновесий при постоянных температуре и давлении на фоне удаления воды из системы. Задается конечное содержание воды в граммах. Начальное содержание по умолчанию принимается равным 1000 граммов.

Входные данные в программу: величина исходной общей минерализации и концентрация основных компонентов химического состава криопэга (Na , K , Ca , Mg , Fe , Cl , SO_4 , HCO_3 и т.д.), полученные на основании химического анализа проб.

Выходные данные для выбранного интервала и каждого заданного шага, например, по температуре, содержат информацию по содержанию воды, ионов и солей в жидкой, твердой и газообразной фазах, плотность и pH растворов, основные термодинамические параметры (мольность, моляльность, химический потенциал и др.).

Программа «FREEZBRINE» не учитывает возможность нахождения в криопэге органических примесей, сульфатредукцию (продукт жизнедеятельности соответствующих бактерий) и химические реакции, типа восстановления сульфатов с образованием сульфидов и сероводорода. При низких температурах скорости взаимодействия растворов с минералами вмещающих алюмосиликатных пород несопоставимо малы по сравнению со скоростями установления водно-солевых и водно-газовых равновесий, а также с замерзанием или оттаиванием растворов, поэтому алюмо-силикатные породы полагаются относительно химически инертными.

Работа программы «FREEZBRINE» проверена на большом экспериментальном материале. Сопоставление результатов полученных по ней и с

помощью программы «FREEZCHEM2», при аналогичном исходном химическом составе криопэга, в целом также показало удовлетворительную сходимость, хотя и имелись различия, связанные с различной калибровкой этих моделей (по температуре выпадения из раствора в твердую фазу ряда минералов)

С помощью программы «FREEZBRINE» были обработаны данные по криопэгам п-ова Ямал.

Исходные натурные данные по составу криопэгов п-ова Ямал.

Обрабатывались данные по 48 криопэгам п-ова Ямал, полученные для различных геоморфологических уровней (террасы, пойма, лайда) Л.Н. Крицук и И.Д. Стрелецкой. В наиболее полном виде информация приведена в работе (Крицук 2011). Там содержатся сведения о месте отбора криопэгов, глубине их расположения, общей минерализации, химическом составе, представленном в виде формулы Курлова и РН. Закономерности формирования ионно-солевого состава криопэгов Ямала рассматриваются в работе С.М. Фотиева (Фотиев, 2009). Сопоставление натурных данных по величине РН и рассчитанных по программе «FREEZBRINE», приведенное, в частности для лайд, (таб. 1), показало их удовлетворительную сходимость, ошибка не превышала 10%. При этом соблюдалась и качественное соответствие между показателями щелочная –кислотная среда (за исключения п.7)

Приближенные соотношения для оценки свойств криопэгов Ямала.

Для инженерной практики важно иметь приближенные формулы для экспресс – оценки характеристик криопэга, в которых используется только исходная величина общей минерализации. Поэтому данные полученные с помощью программы «FREEZBRINE» были соответствующим образом обработаны.

Температура начала замерзания криопэгов

Для оценки температуры начала замерзания T_{bf} (°C) криопэга использовался вид степенного уравнения в зависимости от его суммарной минерализации M (г/л). Такого типа соотношения используются для расчета $T_{из}$ морской воды, например, формула Крюммеля (Доронин и Хасин 1975). Были обработаны данные по 17 пробам криопэгов для лайды и поймы и 14 проб для террас. Расчетное соотношение имеет вид $T_{bf} = -10^{-3} \cdot (X \cdot M + 0,04 \cdot M^2)$ (1)

где X - коэффициент, зависящий от расположения криопэга: $X = 50,0$ для лайды; $X = 55,8$ для поймы; $X = 58,9$ для террас (пример, на рисунке 1).

Статистическая обработка показала, что данные при разделении по принципу лайды-террасы-поймы, укладываются в доверительный интервал $x \pm s$: $x_{cp} = 50,0$ и $s = 1,78$ – для лайд; $x_{cp} = 58,9$ и $s = 7,34$ – для террас; $x_{cp} = 55,75$ и $s = 2,74$ – для поймы. Для всех данных в целом $x_{cp} = 57,14$ и $s = 11,42$ (рис.2)

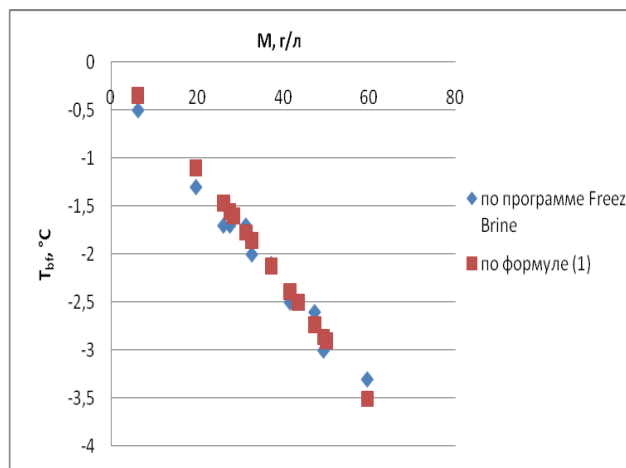


Рис. 1. Сопоставление данных по температуре начала замерзания T_{bf} для террас рассчитанных по программе «FREEZBRINE» и формуле (1)

Плотность криопэгов

Для расчета плотности криопэгов ρ (г/см³), которая растет с понижением температуры T (°C) и увеличением минерализации M (г/л) предлагается соотношение :

$$\rho = 1 + 10^{-3} \times [35 - (0,08 \times T) + (M - 35)] \quad (2)$$

Величина плотности криопэга мало зависит от того где он расположен и в рамках погрешности в 10%, может быть рассчитана по формуле (2). В силу меньшей чувствительности величины плотности от температурного фактора, чем от степени минерализации, для практических расчетов этим фактором можно пренебречь (рис.3)

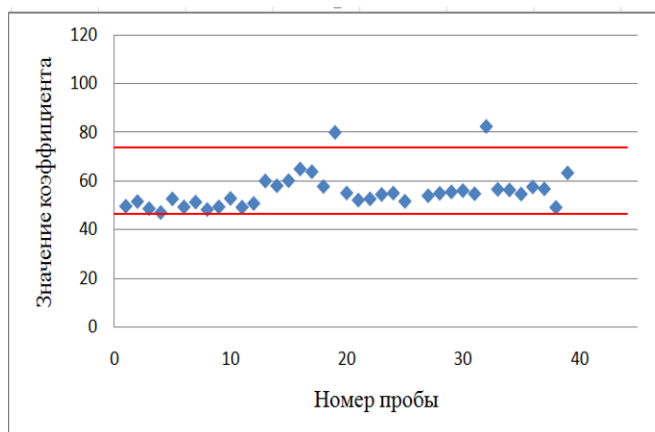


Рис. 2. Результаты совместной статистической обработки данных, по лайде, пойме и террасам, показывающие, что в первом приближении они, укладываются в доверительный интервал $x \pm s$.

Фазовый состав криопэгов.

Характерный вид температурных кривых фазового состава (на примере лайд) представлен на рисунке 4, из. которого видно, что содержание незамерзшей воды существенно зависит от минерализации

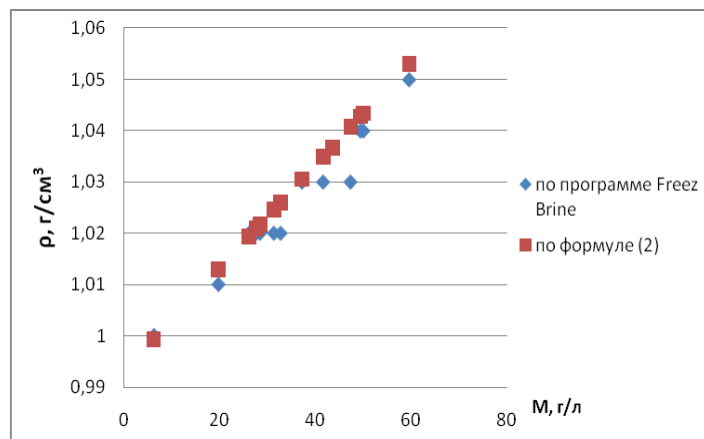


Рис. 3. Сопоставление данных по плотности криопэга ρ , г/см³ для террас, рассчитанных по программе «FREEZBRINE» и формуле (2) (осреднение в спектре температур от 0 до -20°C)

Таблица 1. Химический состав, температуры начала замерзания, pH и плотность криопэгов п-ова Ямал на лайдах

Натурные данные							Расчетные данные по программе «FreezBrine»	
№	Место отбора	Глубина линз криопэгов, м	Уровень грунтовых вод, м	Минерализация, г/л	Формула Курлова	pH	pH	Tbf
1	О-в Белый	-	-	111,8	$\frac{Cl97SO_4 2HCO_3 1}{Na76Mg21Ca3}$	6,8	6,62	-6,6
2	Мыс Хассале	-	-	83,4	$\frac{Cl96SO_4 3HCO_3 1}{Na76Mg20Ca4}$	6,9	6,75	-4,8
3	Острова Шараповы Кошки	-	-	93,2	$\frac{Cl91SO_4 8HCO_3 1}{Na76Mg20Ca4}$	-	6,71	-5,2
4	Мыс Бурунный	-	-	103	$\frac{Cl90SO_4 9HCO_3 1}{Na78Mg19Ca2}$	-	6,79	-5,7
5	Пос. Харасавей	3,5	1,2	31,3	$\frac{Cl90SO_4 10}{Na96Mg4}$	7,7	7,04	-1,7
6	Мыс Харасавей	3,2	1,4	80	$\frac{Cl90SO_4 9HCO_3 1}{Na78Mg19Ca3}$	-	6,87	-4,4
7	О-в Литке	4,6	1,5	72,8	$\frac{Cl94SO_4 4HCO_3 2}{Na76Mg21Ca3}$	7,2	6,64	-4,1
8	О-в Литке	2	1	74,9	$\frac{Cl95SO_4 4CO_3 1}{Na73Mg23Ca4}$	6,4	6,79	-4,0
9	О-в Литке	2	1,5	101	$\frac{Cl94SO_4 5HCO_3 1}{Na78Mg19Ca3}$	6,2	6,7	-5,8
10	Побережье бухты Шарапов Шар	3,8	0,6	71,1	$\frac{Cl97SO_4 3}{Na94Mg5Ca1}$	-	7,27	-4,1
11	Побережье бухты Шарапов Шар	9,8	1,2	98,3	$\frac{Cl95SO_4 5}{Na85Mg13Ca5}$	-	7,19	-5,6
12	Побережье бухты Шарапов Шар	4,2	-	79,8	$\frac{Cl94SO_4 6}{Na78Mg18Ca4}$	-	7,2	-4,5
13	Побережье бухты Шарапов Шар	1,6	-	35,3	$\frac{Cl96SO_4 6}{Na77Mg19Ca4}$	-	7,21	-5,5

При понижении температуры от точки начала замерзания, происходит увеличение количества льда, а также образование минералов мирабилита,

кальцита, гипса и ряда других. Однако для практических целей, целесообразно учитывать только влияние выпадения из раствора гидрогаллита (NaCl

·2H₂O) при температурах -22...-23°C (рис.4). Оценку содержания незамерзшей воды от температуры и минерализации можно провести по уравнениям (3) с использованием таблицы 2:

$$W_{нв} = W = 1, \quad 0 > T > T_{bf}$$

$$W_{нв}(T) = \hat{W}(T) \cdot M, \quad T \leq T_{bf} \quad (3)$$

где $\hat{W}(T)$ -осредненный коэффициент (таб.2), T_{bf} – по уравнению (1)

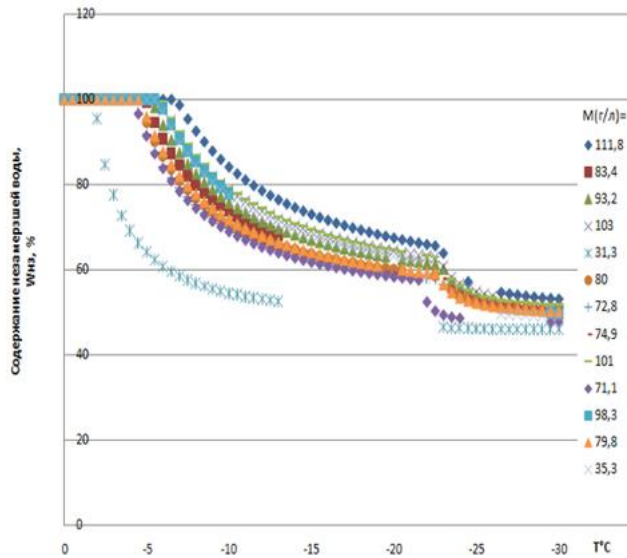


Рис. 4. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры и минерализации $W_{нв} = f(T, M)$, рассчитанные по программе «FREEZBRINE»

Таблица 2. Значения коэффициента $\hat{W}(T)$ л/г при разных температурах для криопэггов п-ова Ямал

T °C	-2	-3	-4	-5	-7
Лайды	0,030	0,024	0,022	0,013	0,012
Террасы	0,014	0,014	0,014	0,014	0,013
Поймы	0,017	0,017	0,017	0,016	0,015
T °C	-10	-13	-17	-22,5	-27
Лайды	0,010	0,010	0,009	0,008	0,005
Террасы	0,011	0,010	0,010	0,009	0,009
Поймы	0,013	0,012	0,011	0,010	0,011

Можно использовать аппроксимирующие соотношения применительно для рассматриваемых криопэггов, которые имеют вид (4):

$$W_{нв} = W = 1 \quad 0 > T > T_{bf}$$

$$\frac{\hat{W}(T) - \hat{W}_{T=-22,5}}{\hat{W}_{T=T_{bf}} - \hat{W}_{T=-22,5}} = \left(\frac{T + 22,5}{T_{bf} + 22,5} \right)^N, \quad T_{bf} \geq T \geq -22,5 \quad (4)$$

$$\frac{\hat{W}_{T=-22,5} - \hat{W}(T)}{\hat{W}_{T=-22,5}} = \exp \left[\Psi \cdot \left(\frac{-22,5}{-22,5 - T} \right) - 1,8 \right], \quad T \leq -22,5$$

$$\text{где } \hat{W}(T) = W_{нв}(T) / M, \quad \hat{W}_{T=T_{bf}} = W_{нв}(T_{bf}) / M$$

$$\hat{W}_{T=-22,5} = W_{нв}(-22,5) / M, \text{ -осредненные}$$

коэффициенты, характеризующие: текущее значение при заданной температуре T; при температуре начала заморзания и при T = -22,5, соответственно (таб.3), N и Ψ -коэффициенты (таб.3), T_{bf} – по уравнению (1)

Таблица 3. Значения коэффициентов уравнений (4) для криопэггов п-ова Ямал

Расположение Криопэга	$\hat{W}_{T=T_{bf}}$ (л/г)	$\hat{W}_{T=-22,5}$ (л/г)	N	Ψ
Лайда	0,014	0,008	1,6	-0,03
Пойма	0,016	0,0104	1,6	-0,03
Террасы	0,014	0,009	1,05	-0,05

Теплоемкость криопэггов

Величина удельной теплоемкости рассола криопэга C_w (Дж/г · К) определяется как:

$$C_{нв}(T, M) = 10^{-3} \cdot [C_{wt}(T) - 4,55 \cdot M], \quad 0 < M < 220, T > T_{bf} \quad (5)$$

где $C_{wt}(T)$ по таблице 4, M (г/л), T_{bf} – по уравнению (1)

Таблица 4. Расчетные значения температурной зависимости удельной теплоемкости воды $C_{wt}(T)$ (Цуриков, 1976)

T, °C	C_{wt} , Дж/кг К	T, °C	C_{wt} , Дж/кг К	T, °C	C_{wt} , Дж/кг К
0,0	4210	-2,8	3890	-13	3510
-0,2	4150	-3,2	3860	-14	3490
-0,4	4110	-3,6	3840	-15	3470
-0,6	4060	-4,0	3820	-16	3450
-0,8	4030	-5,2	3800	-17	3440
-1,0	4010	-6,0	3700	-18	3430
-1,2	3990	-6,8	3670	-19	3410
-1,4	3970	-8,0	3630	-20	3400
-1,6	3950	-8,8	3600	-21	3390
-1,8	3930	-10	3570	-22	3380
-2,0	3920	-11			
-2,4	3900	-12			

Величина объемной теплоемкости рассола криопэга C_p (Дж/см³ · К) равна:

$$C_p(T, M) = C_{нв}(T, M) \cdot \rho, \quad T > T_{bf} \quad (6)$$

где $C_w(T, M)$ – по формуле (5), ρ – по формуле (2), T_{bf} – по уравнению (1)

Величина удельной теплоемкости криопэга при наличии льда равна:

$$C(T, M) = C_{\text{нв}}(T, M) \cdot W_{\text{нв}}(T, M) + C_{\text{л}}(T) \cdot [1 - W_{\text{нв}}(T, M)], \\ T \leq T_{\text{bf}} \quad (7)$$

где $C_{\text{нв}}(T, M)$ – по формуле (5), $W_{\text{нв}}(T, M)$ – по формуле (4), а $C_{\text{л}}(T)$ – теплоемкость льда по формуле (8) T_{bf} – по уравнению (1):

$$C_{\text{л}}(T) = 2,12 + 0,0078 \cdot T \quad (8)$$

здесь $C_{\text{л}}$ (Дж/г К), T (°C)

Коэффициент теплопроводности большинства растворов электролитов обычно понижается с увеличением концентрации (за исключением NaOH и Na₂SO₄) и увеличивается с повышением температуры. Для криопэггов морского типа засоления можно рекомендовать соотношение:

$$\lambda = (\lambda_{\text{в}} - 0,0009 \cdot M) \cdot f_t, \quad T > T_{\text{bf}} \quad (9)$$

где $\lambda_{\text{в}} = 0,58$ (Вт/м · К) – коэффициент теплопроводности воды (H₂O) при минерализации $M=0$, $T=20$ °C и давлении $P=1$ атм, f_t – коэффициент зависящий от температуры (таб.5)

Таблица 5. Температурная зависимость коэффициента f_t

t °C	30	20	10	0	-10	-20	-30
f_t	1,025	1,0	0,973	0,946	0,919	0,89	0,865

Для криопэггов континентального типа засоления следует ожидать несколько большую величину, поскольку там увеличена относительная концентрация Na₂SO₄

Благодарности

Авторы благодарны С.М.Фотиеву, Л.Н. Крицук и И.Д.Стрелецкой за ценные советы, сделанные при обсуждении данной тематики, а также студента Г.Е. Облогова, помогшего при проведении расчетов по программе «FREEZBRINE».

Литература

- Волков Н.Г., Комаров И.А., Мироненко М.В., Фотиев С.М. Методики оценки температуры формирования ионно-солевого состава криопэггов // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 4, с.54-61.
- Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды (концентрирование соляных растворов естественным вымораживанием) // Труд. Соляной лаб. АН СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1937, вып. 15, ч.1, с. 5-24.
- Доронин Ю.П., Хасин Д.Е. Морской лед. – Л.: Гидрометеиздат, 1975, с.318.
- Комаров И.А. Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. – М.: Научный мир, 2003, с. 608 с.

Комаров И. А., Волков Н.Г., Мироненко М.В., Фотиев С.М., Стрелецкая И.Д., Ковальчук А.Н. Методики прогноза температурного и водно-ионного режима в засоленных породах и криопэггах (проблемы, решения). // Материалы Международной конференции «Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменения». – Тюмень, 2006, с. 30-35.

Комаров И.А., Мироненко М.В., Пустовойт Г.П. Разработка программного продукта для прогноза температурного и ионно-солевого режима засоленных пород и криопэггов // Доклады на Международной конференции «Криогенные ресурсы полярных и горных регионов, состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения». – Тюмень, 2008, с. 404-407.

Комаров И.А., Мироненко М.В. Моделирование водно-ионного состава засоленных мерзлых пород и криопэггов при изменении термобарических условий. // Труды Международной конференции «Актуальные направления развития прикладной математики в энергетике и информационно-коммуникационных технологиях» – М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2010, с. 23-29.

Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. – М.: Научный мир, 2010, с. 351.

Мироненко М.В., Поляков В.Б. Об алгоритме расчета равновесного состава водно-солевых систем на основе модели Питцера. // Геохимия, 2009, N 10. С. 1103-1107.

Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). – Новосибирск, Академическое издательство «Geo», 2009, с. 279.

Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976, с.207.

Marion, G. A molal-based model for strong acid chemistry at low temperatures (< 200 to 298 K), Geochim. Cosmochim. Acta, 2002, 66, 2499–2516.

Mironenko M.V., Grant S.A., Marion G.M., and Farren R.E. FREZCHEM2. A Chemical Thermodynamic Model for Electrolyte Solutions at Subzero Temperatures // CRREL Report 97-5, October 1997, 40 p.

Nelson K.H., Thompson T.G. Deposition of salts from sea water by frigid concentration. Journal of Marine Research, 13 (2), 1954, p.166-182.

Pitzer K.S. A thermodynamic model for aqueous solutions of liquid-like density. Reviews in Mineralogy, 17, 1987. p. 97-142.

Криогенные риски и ресурсы железных дорог в криолитозоне

В.Г. Кондратьев

Забайкальский государственный университет, ТрансИГЭМ

Реферат

История создания железных дорог в районах вечной мерзлоты в России, США, Канаде и Китае насчитывает уже более 110 лет, однако пока никому и нигде не удалось построить железнодорожный путь, который бы не испытывал деформаций вследствие осадок при оттаивании льдистых грунтов основания. В докладе приводятся данные о состоянии земляного полотна Забайкальской и Цинхай-Тибетской железных дорог, Байкало-Амурской магистрали, освещаются возможности обеспечения его стабильности с помощью способов, основанных на понижении среднегодовой температуры грунтов и сохранении их в многолетнемерзлом состоянии путем регулирования соотношения природных охлаждающих и отепляющих факторов таким образом, чтобы в земляном полотне и на прилегающей территории уменьшался приход тепла и увеличивался его расход. Приводятся результаты исследований в этом направлении на Цинхай-Тибетской и Восточно-Сибирской железных дорогах.

Ключевые Слова: БАМ; вечная мерзлота; деформации земляного полотна; криогенный ресурс; стабилизационные мероприятия; Транссиб.

В районах с вечной мерзлотой и глубоким сезонным промерзанием горных пород, занимающих около 70 % территории России, эксплуатация железных дорог сопряжена со значительными, все возрастающими и часто непроизводительными материальными и трудовыми затратами, в частности, на текущее содержание и ремонты дорог. В основном это связано с многочисленными деформациями земляного полотна и искусственных сооружений вследствие осадок при оттаивании льдистых грунтов, а также пучения при промерзании влажных дисперсных грунтов основания.

Наиболее характерный пример – участок Забайкальской ж.д., км 6277 - км 6278, перегон Туринская – Кадахта, (рис. 1), известный как «золотой» из-за постоянных затрат на выправку и ремонты пути. Так, в 2009 г. нечетный путь выправлялся 12 раз, чётный – 10 раз, в 2010 г. – соответственно 11 и 9 раз.

Систематические деформации пути отмечаются здесь с 1948 г., а с 1969 г. действует ограничение скорости движения поездов до 40, иногда 15 км/ч.

Железная дорога несет постоянные убытки в связи с потерей хода поездов и дополнительными затратами на эксплуатацию пути и устройств контактной сети, которые также приходится часто ремонтировать. В 1995 г., например, при небольших объемах перевозок (75 % от объема 1999 г.), суммарный ущерб по участку составил 241 302 руб. в ценах 1991 г., в том числе убытки от снижения скорости движения поездов – 195 301,5 руб. или 81 % от суммарного ущерба, затраты на выправку рельсовых путей и их балластировку – 30 000 руб. или 12,4 % и дополнительные расходы на ликвидацию деформаций контактной сети – 16 000 руб. или 6,6 % (Кондратьев 1997).



Рис. 1. Деформации пути Забайкальской ж.д., 6278 км, февраль 2011 г

На Восточно-Сибирской ж.д. в районе разъезда Казанкан, 1374 км БАМ, второе десятилетие деформируется железнодорожный путь (рис. 2).

Из первоначальных 4 путей остался 1, но и его приходится постоянно выправлять и часто ремонтировать.



Рис. 2. Деформации пути Восточно-Сибирской ж.д., 1374 км БАМ, июль 2011 г

За последние 8 лет на ремонт участка, в том числе с применением СОУ и каменной наброски (рис. 2), затрачено около 500 млн. рублей, но проблема стабилизация пути так и осталась не решенной: скорость движения по-прежнему ограничена 15 км/час, угроза внезапного схода пути и прекращения движения поездов по БАМу остается. Участок дороги электрифицирован, приходится также постоянно ремонтировать и контактную сеть.

Еще в 1926 г. основатель мерзлотоведения Михаил Иванович Сумгин (Сумгин 1937) писал, что только перманентный ремонт деформирующихся зданий и сооружений на Забайкальской и Амурской железных дорогах уже обошелся государству в 50 млн золотых рублей, не считая убытков от нарушения правильности движения по этим дорогам.

К сожалению, с тех пор мало что изменилось в этой проблеме.

Пять железных дорог, принадлежащих ОАО «РЖД»: Северная, Свердловская, Восточно-Сибирская, Забайкальская и Дальневосточная имеют участки с вечной мерзлотой, общей протяженностью около 5000 км, причём почти на 15% из них железнодорожный путь постоянно испытывает криогенные деформации, вследствие чего вводятся ограничения скорости движения поездов.

Так, на Восточном участке БАМ, на линии Тынды – Ургал уже в первые годы эксплуатации, в феврале, 1992 г. насчитывалось 188 больных и деформирующихся мест земляного полотна общей протяженностью 186,6 км или 19,2% от протяженности линии 965 км (Яковлев 1992). В 2004 г. протяженность больных мест увеличилась до 325,4 км и составляла 34,2 % от всей длины линии. В 2007 г. несмотря на постоянное проведение работ по исправлению пути на линии 192,4 км (20,6% её протяженности) продолжали деформироваться. Несмотря на значительные материальные затраты, Дальневосточной дороге сих пор не удалось добиться существенного улучшения пути, по-прежнему

скорость движения поездов по БАМу составляет в основном 60 км/час и только на отдельных участках – 70 км/час, а на 49 местах ограничена до 25-40 км/час.

На всём же БАМ от Усть-Кута до Комсомольска-на-Амуре в 1992 г. насчитывалось 4238 больных мест общей протяженностью 1101 км (35% от всей длины магистрали), при этом осадки земляного полотна вследствие деградации многолетнемерзлых грунтов в его основании составляли около 69% (Яковлев 1992).

Высокая деформативность БАМ в значительной степени обусловлена тем, что действовавшие на протяжении многих десятилетий технические указания по изысканиям, проектированию и постройке железных дорог в районах вечной мерзлоты, как и специально составленное для БАМ справочно-методическое пособие (Изыскания ... 1977), не требовали гарантированного сохранения многолетнемерзлых грунтов в основании земляного полотна, не всегда обоснованно полагая, что так называемая "оптимальная высота насыпи" и бермы ограничат глубину оттаивания грунтов основания, а запас по высоте и ширине насыпи, а также досыпка балласта в первые годы эксплуатации позволят компенсировать возможные осадки. На БАМе эти предположения не подтвердились, а бермы, в основном, оказали противоположный эффект, так как способствовали увеличению размеров чаши оттаивания грунтов под насыпью и, соответственно, увеличению величины и продолжительности осадки.

Эксплуатация БАМ показала, что традиционный метод поддержания железнодорожного пути в рабочем состоянии компенсацией осадки земляного полотна подъёмкой рельсошпальной решётки на балласт не эффективен как в техническом, так и экономическом отношениях. Слишком дороги и не везде эффективны и используемые на БАМ бермы и наброски на откосы насыпей и выемок из сортированного скального грунта, а также термосифоны.

Проблема предотвращения деформаций земляного полотна дорог на сильнольдистых вечномерзлых грунтах на протяжении многих десятилетий является актуальной не только в России (Еленевский и Низовкин 1936, Сумгин 1937, Перетрухин и Потатуева 1987, Бушин 1992, Кондратьев 2011), но также в США (рис. 3) (Berg & Aitken 1973), Канаде (Hayley 1988) и Китае (рис. 4) (Wu Ziwan et al. 1988, Feng Wenjie et al. 2011).

Сооружение в 2001-2006 гг. в Китае Цинхай-Тибетской (Цинхай-Хизанской) ж.д. – это новейший этап железнодорожного строительства в криолитозоне и очередная, колоссальная по масштабам и средствам попытка найти технические решения, позволяющие обеспечить стабильность железнодорожного пути на льдистых, просадочных при оттаивании многолетнемерзлых грунтах



Рис. 3. Деформации пути Аляскинской ж.д., район Фербенкса, июль 2008 г.



Рис. 4. Деформации пути Цинхай-Тибетской ж.д., август 2006 г

Современная железная дорога построена в сложнейших горно-геологических условиях: 80% трассы протяжённостью 1142 км от Голмуда до Лхассы проходит по территории с абсолютными отметками местности свыше 4000 м и около 50% – по вечномерзлым грунтам со среднегодовой температурой от $-0,5$ до $-3,6^{\circ}\text{C}$ и мощностью от 5-25 до 60-130 м и больше. Наивысшую отметку трассы 5072 м на перевале через хребет Тангулашань пассажирский поезд преодолевает со скоростью 100 км/час, а весь путь от Голмуда до Лхассы занимает всего 13 часов.

По заявлениям китайских специалистов, Цинхай-Тибетская ж.д., после 3 лет эксплуатации, не имела тревожных участков, которые могли бы влиять на движение поездов. Тем не менее, по данным их же полевых наблюдений в 2006-08 гг. (Lin Zhanju et al. 2009), уже сейчас развиваются болезни земляного полотна: термокарст, осадки при оттаивании, сплывы при оттаивании, термоэрозия, морозное пучение и др.

Так, в 2007 г. в полосе 100 м по обе стороны от земляного полотна насчитывалось 250 термокарстовых озёр площадью от 6000 до 1200 м², из которых около 70% имели эллиптическую, а 12%

вытянутую формы; 80% термокарстовых озёр до дна зимой не промерзают.

Многочисленные осадки земляного полотна при оттаивании многолетнемёрзлых грунтов в основании отмечены главным образом на участках широких насыпей и сочленений с мостами. Анализ наблюдений с июля 2003 г. по декабрь 2007 г. тепловых осадок насыпей высотой от 3,2 до 6,0 м на 56 участках показал, что они тем больше, чем выше насыпь: 13-15 см при высоте насыпи меньше 5 м, 17-23 см при высоте насыпи больше 5 м; в среднем – 17,8 см. 35 участков (63%) характеризуются «тёплой» мерзлотой со среднегодовой температурой выше $-0,5^{\circ}\text{C}$; 7 участков – с температурой от $-0,5$ до $-1,0^{\circ}\text{C}$; 12 участков – без многолетней мерзлоты; на 26 участках (46%) льдистость от 20% до 50%; на 18 участках (32%) льдистость меньше 20%. Обследованные насыпи были трёх типов: обычной конструкции, из скального камня, с каменной наброской на откосах насыпи. Максимальная осадка земляного полотна (18,6 см) была отмечена у насыпи из скального камня высотой 6,0 м в месте сочленения с мостом, минимальная осадка составила 3 см. Отмечалось постоянное увеличение осадок земляного полотна в течение наблюдательного периода. Так, суммарная протяжённость больных мест с осадками составила в 2005 г. 15,76 км, в 2007 г. – 18,56 км. Кроме того, в 2007 г. отмечены просадки берм общей протяжённостью около 1 км, в 2005 г. такие просадки не отмечались.

По данным обследования в апреле 2009 г. на участке от Ермаково до Белуха 43 мостов в 172 точках (по 4 точки на 1 мост) установлено, что осадки имеют место в 73% точек, а в 44 точках (35,2%) осадки составили более 10 см. Судя по тенденции, количество их может увеличиваться.

Таким образом, начавшаяся эксплуатация Цинхай-Тибетской ж.д. еще раз подтверждает актуальность проблемы стабилизации земляного полотна на льдистых многолетнемёрзлых грунтах.

Стратегия инновационного развития Российских железных дорог предусматривает перспективный рост перевозок по Транссибу и БАМ для обеспечения потребностей экономики страны и населения. При этом планируется увеличить осевые и погонные нагрузки грузовых поездов, массы и длины поездов и увеличить скорость их движения. Но прежде необходимо кардинально улучшить состояние земляного полотна, в особенности на участках льдистых многолетнемёрзлых грунтов, где скорость движения поездов на протяжении десятилетий постоянно ограничена до 25-40 км/час.

Для этого нужна новая идеология и совершенствование научно-методических основ инженерно-геокриологического обеспечения содержания, реконструкции и модернизации Транссиба и БАМ, как и других дорог в криолитозоне, в которых мерзлотная составляющая пронизывала бы весь процесс эксплуатации земляного полотна и искусственных сооружений магистрали. Важнейшим звеном новой идеологии должно стать управление геокриологическими условиями дорог.

При этом на участках льдистых многолетнемёрзлых грунтов, которые из-за значительной мощности нельзя заблаговременно вырезать или оттаять, необходимо задействовать главный ресурс криолитозоны – естественный холод для сохранения грунтов основания земляного полотна в многолетнемёрзлом состоянии при строительстве и эксплуатации дорог или, если процесс деградации вечной мерзлоты под земляным полотном уже происходит, прекращение этого процесса.

Нами предложено несколько способов укрепления основания земляного полотна дорог на вечномёрзлых грунтах (Кондратьев 2011), основанных на понижении среднегодовой температуры грунтов и сохранении их в многолетнемёрзлом состоянии путем регулирования соотношения природных охлаждающих и отепляющих факторов таким образом, чтобы в земляном полотне и на прилегающей территории уменьшался приход тепла и увеличивался его расход.

Для этого используются специальные устройства и приемы (солнцеосадкозащитные навесы, светоотражающая окраска и снегоочистка, противифльтрационные экраны и др.), позволяющие уменьшать поступление солнечной радиации на поверхность земляного полотна и прилегающей территории; увеличивать альбедо и эффективное излучение поверхности; предотвращать инфильтрацию летних осадков в тело земляного полотна и фильтрацию поверхностных или надмерзлотных вод в его основание. Предложены также технические решения, предусматривающие применение для укрепления основания земляного полотна специальных охлаждающих труб, размещаемых в нижней части насыпи.

Эти технические решения прошли определенную апробацию путем публикации статей, докладов и монографий в отечественных и зарубежных изданиях, а также использования в опытно-экспериментальных проектах строящихся Амуро-Якутской железнодорожной магистрали и подъездного железнодорожного пути Улак-Эльга, при технико-экономическом обосновании стабилизационных мероприятий для Забайкальской железной дороги.

Некоторые из них применены в Китае на Цинхай-Тибетской железной дороге, в частности, солнцеосадкозащитный навес (рис. 5), который, по данным натурных наблюдений (Niu Fujin & Shen Yongping 2006), понижает температуру грунтов на $3...5^{\circ}\text{C}$ и обеспечивает стабильность земляного полотна на сильнольдистых вечномёрзлых грунтах.

Затем навес был применён на Цинхай-Тибетской и Цинканской автодорогах и также показал хорошие результаты. По данным натурных наблюдений, выполненных на Цинхай-Тибетском шоссе в 2010 г., навес способен снижать радиационный баланс на 80-90% и понижать температуру поверх

ности насыпи на $6...8^{\circ}\text{C}$ (Feng Wenjie et al. 2011). С 2009 г. начато опытно-экспериментальное применение солнцеосадкозащитных навесов на БАМе.



Рис. 5. Солнцеосадкозащитные навесы на Цинхай-Тибетской ж.д. на участке льдистых грунтов в основании, август 2006 г

Первый на ВСЖД навес из негодных шпал установлен на 1841 км в декабре 2009 г. над обочиной и водоотводной канавой (рис. 6) для поднятия кровли многолетней мерзлоты с целью уменьшения фильтрации воды под земляное полотно. Размеры навеса: $2.75 \times 2.75 + 41 \times 5.25 + 2.75 \times 2.75$ м, площадь – 231 м². В момент установки навеса мощность сезонного талого слоя была больше 3.5 м, а на 5 октября 2010 г. – 1.68, т.е. менее чем за один год уменьшилась в 2,1 раза. И практический эффект налицо: если до установки навеса ежегодно выправляли путь 4 и более раз, суммарно до 250 мм, то в 2010 г. путь

выправлялся всего 1 раз до 100 мм. При сооружении навеса на правом откосе, имеющем южную экспозицию, стабильность пути увеличится. Следует отметить, что проведенные ранее на участке капитальный ремонт 1 пути в 2008 г. (6,354 млн. руб. на 1 км) и средний ремонт 2 пути в 2009 г. (6,065 млн. руб. на 1 км) положительного эффекта не дали. Затраты на сооружение навеса составили 11511,59 руб., скальная наброска стоила бы 263976,80 руб., т.е. в 24 раза дороже.



Рис. 6. Солнцеосадкозащитные навесы на Восточно-Сибирской ж.д., км 1841 БАМ, май 2011 г

Выполненные исследования позволяют утверждать, что солнцеосадкозащитный навес может стать основным противодеформационным устройством для земляного полотна железных и автомобильных дорог на участках льдистых многолетнемерзлых грунтов. Под навесом создаются возможности интенсивного зимнего охлаждения земляного полотна и его основания и исключаются инфильтрация летних осадков и прямая солнечная радиация. При сохранении мерзлых грунтов основания в течение всего периода эксплуатации дороги отпадает необходимость в дополнительных противодеформационных мероприятиях, упрощается конструкция насыпи, возрастают пропускная

способность дороги и увеличиваются межремонтные сроки.

На Цинхай-Тибетской ж.д. реализовано и другое наше техническое решение – насыпь с поперечными охлаждающими трубами (рис. 7), как железобетонными, так и пластмассовыми, с автоматическими заслонками на теплое время.

В определённых условиях эффективны и другие способы понижения температуры грунтов тела и основания земляного полотна и сохранения их в многолетнемерзлом состоянии путем регулирования соотношения природных охлаждающих и обогревающих факторов (Кондратьев 2011).



Рис.7. Поперечные вентилируемые железобетонные трубы в земляном полотне Цинхай-Тибетской ж.д. (фото Нью Фуджина)

Таким образом, эксплуатационная надежность дорог в области распространения вечной мерзлоты предопределяется главным образом правильностью выбора конструктивно-технологических решений и способов производства работ при их сооружении и содержании. На участках льдистых грунтов, если их невозможно заблаговременно вырезать, необходимо на весь период эксплуатации обеспечить их защитой от деградации используя в полной мере основной криогенный ресурс – зимний холод.

Литература

- Бушин А.В. 1992. О задачах по обеспечению надежности земляного полотна железных дорог в современных условиях. // Ж.-д. транспорт. Сер. «Путь и путевое хозяйство»: ЭИ/ЦНИИТЭИ МПС.-1992.-Вып. 5-6. С. 1-14 (на русском языке)
- Еленевский В.В. и Низовкин Г.А. 1936. Железнодорожное строительство в условиях мерзлоты. М.: Трансжелдориздат. 239 с. (на русском языке)
- Изыскания и проектирование трассы Байкало-Амурской магистрали. 1977. Справочно-методическое пособие / Под ред. Д.И. Федорова. М.: Транспорт. 280 с. (на русском языке)
- Кондратьев В.Г. 1997. Техничко-экономическое обоснование стабилизации земляного полотна на сильнольдистых вечномерзлых грунтах одного из участков Забайкальской железной дороги // Ж.-д. транспорт. Сер. «Строительство. Проектирование»: ЭИ/ЦНИИТЭИ МПС. Вып. 2. 54 с. (на русском языке)
- Кондратьев В.Г. 2011. Стабилизация земляного полотна на вечномерзлых грунтах. – Чита: ПолиграфРесурс. 177 с. (на русском языке)
- Перетрухин Н.А. и Потатуева Т.В. 1987. Взаимодействие земляного полотна и вечномерзлых грунтов. – Томск: Изд-во Том.ун-та. 160 с. (на русском языке)
- Сумгин М.И. 1937. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Изд-во Академии Наук СССР. М.-Л. (2-е изд.). 379 с. (на русском языке)
- Яковлев В.Е. 1992. Текущее содержание и капитальный ремонт земляного полотна в условиях БАМ ж.д./Ж.д. транспорт. Сер. «Путь и путевое хозяйство»: ЭИ/ЦНИИТЭИ МПС.-1992.Вып.5-6. С. 14-28 (на русском языке)
- Berg R.L. & G.W. Aitken 1973. Some passive methods of controlling geocryological conditions in roadway construction. Proc. North American Contribution 2nd International Conference on Permafrost, Yakutsk, USSR. Pp. 581-596.
- Feng Wenjie et al.2011. Radiation effect analysis of the awning measure on the embankment slope field test in cold regions. Proceeding of the IX International Symposium on Permafrost Engineering. 3-7 September, 2011, Mirny Russia. Pp. 319-325.
- Hayley D.W. 1988. Maintenance of a railway grade over permafrost in Canada: Proc. 5th Int. Conf. On Permafrost. Vol. 3. Pp. 43-48.
- Lin Zhanju et al. 2009. Roadbed Diseases and Their Development States along the Qinghai-Tibet Railway. Proceeding of the Eighth International Symposium on Permafrost Engineering. 15-17 October, 2009, Xi'an, China. Pp. 489-501.
- Niu Fujin & Shen Yongping 2006. Guide of Field Excursion after Asian Conference on Permafrost (Aug. 10-16, 2006). Lanzhou, China. 28 p.
- Roads and airfields in cold regions. 1996. ASCE, New York. 321 p.
- Wu Ziwan and et al. 1988. Roadbed engineering in permafrost regions. Lanzhou University. Pp. 43-50.

Изотопный состав связанной воды по экспериментальным данным

В.Н. Конищев, В.В. Рогов, В.Н. Голубев, С.А. Сократов

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
кафедра криолитологии и гляциологии, Москва, Россия*

Реферат

Проведены лабораторные исследования изотопного состава воды и льдов в составе дисперсных грунтов. Установлено, что при взаимодействии воды с грунтами, ее миграции и льдообразовании при промерзании происходит фракционирование изотопов, зависящее от состава грунта и условий промерзания.

Ключевые Слова: Вода, лед, грунт, изотопы, миграция

Введение

Изотопные исследования ледяных образований криосферы - ледников и ледниковых покровов и залегающих подземных льдов стали одним из основных методов получения информации об условиях прошлого. Однако текстуробразующие льды изучены значительно меньше. В настоящее время отсутствуют данные о различии или соответствии изотопного состава свободной и участвующей в миграции влаги и вместе с тем можно предположить, что «незамерзшая» вода, характеризующаяся свойствами, отличными от таковых у свободной воды может иметь изотопный состав, отличающийся от изотопного состава свободной воды.

Концентрация и распределение стабильных изотопов кислорода и водорода во льду мерзлых грунтов определяется изотопным составом исходной влаги и процессами ее массопереноса под воздействием внешней среды. Внешней средой для грунтовой влаги является сам грунт, степень воздействия которого на распределение влаги и изотопов зависит от минерального состава, размера и особенностей взаимодействия ее фаз с частицами. Эти характеристики грунтовых частиц служат факторами, определяющими удельную поверхность и поверхностную энергию породы, а также содержание в грунте незамерзающих при отрицательной температуре некоторых объемов воды, часто определяемых понятием «незамерзшая» вода. Свойства этой воды, находящейся под воздействием ионов, атомов и молекул, формирующих поверхность грунтовых частиц, отличаются от свойств объемной воды (Чевеверев 2004), что допускает возможность иного содержания в ней молекул, включающих тяжелые изотопы водорода и кислорода. Преимущественное концентрирование тяжелоизотопных молекул в основном объеме грунтовой влаги или в «связанной» воде может быть обусловлено Ван-дер-Ваальсовым взаимодействием диполей воды с атомами и молекулами на поверхности минеральных частиц, а также возникновением водородных или ионных связей между некомпенсированными зарядами на их поверхности и ионами H^+ , OH^- , H_3O^+ , D^+ , OD^- , H_2DO^+ , образующихся при диссоциации воды.

Энергия Ван-Дер Ваальсового взаимодействия тяжелых изотопов молекул воды с атомами и

молекулами на поверхности минеральных частиц на 10% больше, чем в случае легких изотопов. Однако, поскольку взаимодействие диполей воды между собой, по крайней мере, на порядок превышает их взаимодействие с атомами и молекулами на поверхности минеральных частиц, то преимущественное концентрирование тяжелых изотопов молекул воды должно происходить в объеме грунтовой (свободной) воды. Это положение подтверждается, в определенной мере, данными, приведенными в работе Ю.А. Федорова (Федоров 1999). Им показано, что в системе «конституционная вода глинистых минералов - вода бассейна седиментации» происходит значительное фракционирование изотопов водорода и кислорода. Оказалось, что прочносвязанная вода глинистых минералов (по крайней мере, локализованная в монослое) изотопно легче по водороду и тяжелее по кислороду по сравнению с водами, находящимися в изотопном равновесии с глинистыми минералами. При этом разница по содержанию D может достигать до -160‰ (для серицита) и +28‰ по ^{18}O (для гиббсита) по сравнению со стандартом SMOW. Главной причиной фракционирования изотопов водорода и кислорода при формировании кристаллизационной воды глинистых минералов и их вариаций по мнению Ю.А. Федорова являются энергия связи молекул воды и ионов H_3O^+ , H^+ , OH^- с твердой фазой.

Вместе с тем, вследствие относительной малости суммарного объема «связанной» воды этот эффект трудно принять за существенный фактор перераспределения тяжело- и легкоизотопных молекул воды при взаимодействии с грунтом. Кроме этого, известно, что фазовый переход усиливает эффект накопления тяжелых изотопов в свободной воде (Васильчук, 2011). Однако масштаб этого эффекта для дисперсных грунтов также не ясен вследствие опять же небольшого объема «связанной» воды.

Эксперименты и результаты

Для более весомого суждения о значимости дифференциации изотопов при взаимодействии воды с поверхностью дисперсных частиц был проведен ряд экспериментов. В качестве грунтов для экспериментов брались образцы пылеватого («едомного») суглинка, взятого из разреза Дуванский яр на р. Колыме, каолинит Просьяновского

месторождения и бентонит Хакасского месторождения.

Первый из них состоял в смачивании грунтов, в котором одинаковые количества воздушно-сухих образцов бентонита, каолинита и суглинка после обильного (в соотношении 3:1) смачивания дистиллированной водой с известным изотопным составом подвергали непрерывному перемешиванию в течении трех суток. После опыта вода отстаивалась и подвергалась изотопному анализу. Представленные на рис. 1. результаты анализа изотопного состава объемной воды демонстрируют относительно небольшие изменения изотопного состава воды по сравнению с исходными значениями. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в свободной воде во всех образцах возрастали весьма незначительно - на 0,2-0,3‰, еще меньше изменялись значения D. Эксперимент дал ответ, что при смачивании сухого грунта, т.е. при разделении воды на прочносвязанную и свободную дифференциация происходит, но весьма слабо.

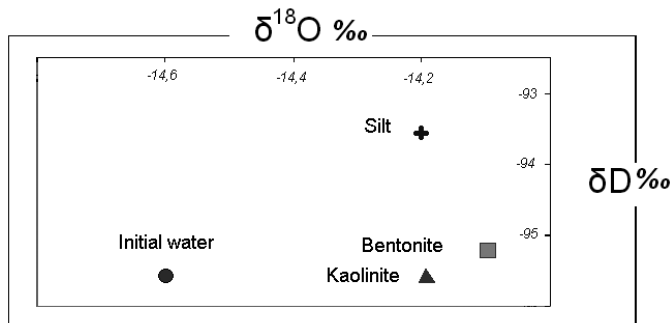


Рис.1. Содержание тяжелых изотопов воды в образцах грунтов эксперимента №1.

Задачей второго ставилось получить ответ на вопрос, в какой мере фракционирование изотопов водорода и кислорода захватывает рыхлосвязанную и капиллярную виды воды, которые в первую очередь вовлекаются в криогенную миграцию при промерзании влажных дисперсных отложений. Для решения такой задачи был поставлен второй эксперимент. Образцы были насыщены дистиллированной водой до влажности максимальной влагоемкости при комнатной температуре и выдержаны в течении суток. Затем на рычажном прессе из образцов была выжата вода, которая и анализировалась на содержание тяжелых изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) и дейтерия (D‰).

Полученные данные показывают, что при взаимодействии воды с дисперсным грунтом наблюдается фракционирование изотопов воды. На рисунке 2 видно, что этот процесс более активный, нежели смачивание. При этом относительное увеличение тяжелых изотопов составляло более 10 %. Однако, процесс этот достаточно сложный и есть определенная связь между свойствами глинистого минерала и характером фракционирования, хотя отжатая вода для всех представленных грунтов имеет более «тяжелый» состав, как по кислороду, так и по водороду.

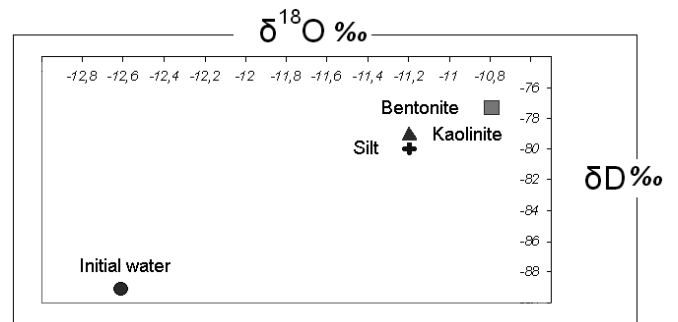


Рис.2. Содержание тяжелых изотопов воды в образцах грунтов эксперимента №2.

Вероятно, что отжатая вода - это смесь капиллярной и поровой воды - т.е. воды, которая в минимальной степени испытывает влияние поверхностных сил минерального скелета. Тогда вполне правомерно предположить, что вода, оставшаяся после отжатия, также является смесью различных категорий воды, но с гораздо большим весом воды, связанной с грунтом. Таким образом, можно считать, что более активно взаимодействует грунт с более легкими изотопами воды, причем бентонит в силу своей большей адсорбционной способности взаимодействует несколько активнее других.

Третий эксперимент отличался от второго тем, что перед отжатием воды образцы подвергались - 5-кратному промерзанию-оттаиванию (-20°C - +20°C) и после этого, также как и во втором опыте из них была отжата вода и проанализирована на содержание тяжелых изотопов.

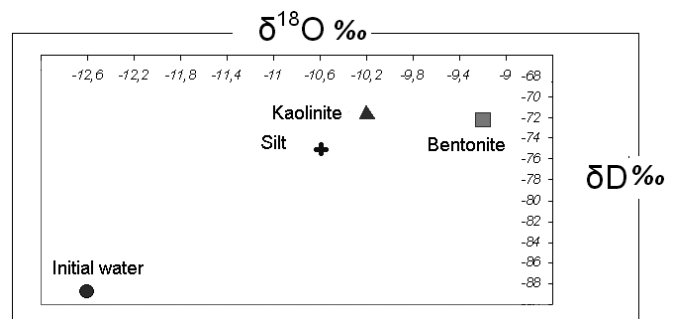


Рис.3. Содержание тяжелых изотопов воды в образцах грунтов эксперимента №3.

В промороженных образцах отжатая вода также во всех случаях оказывается еще более тяжелой (рис.3), причем относительное увеличение тяжелых изотопов воды было более чем втрое, по сравнению с предыдущим опытом.

Опыт с режимом промораживания образцов говорит о том, что фракционирование изотопов воды может усиливаться по разному в зависимости от свойств грунта и условий промерзания, причем в разной степени для разных изотопов воды, но при этом вода в грунтах всегда остается более «легкой» по сравнению с исходной. Однако, как было показано выше, оставшаяся после отжатия грунтовая влага является смесью различных категорий воды и не все из них участвуют в миграции и сегрегационном льдообразовании, а при действии этих процессов,

вероятно, неизбежно очередное фракционирование. С этой целью были проведен четвертый эксперимент, где проводились изотопные определения льда шлиров, сформировавшихся в опытных грунтах. С этой целью образцы были заморожены в специальной установке по одномерному промерзанию. При этом в образцах каолина в его верхней части образовалась слоистая криогенная текстура со шлирами толщиной 3-4 мм, в суглинке льдовыведение было менее интенсивным со шлирами 1-1,5 мм, в бентоните образовалась сетчатая криогенная текстура со шлирами толщиной до 1,5 мм. Лед включений был отделен от образца и после оттаивания был определен его изотопный состав.

Данные, представленные на рисунке 4 показывают, что вода, формирующая включения льда, «тяжелее» по кислороду, но меньше чем в предыдущем эксперименте.

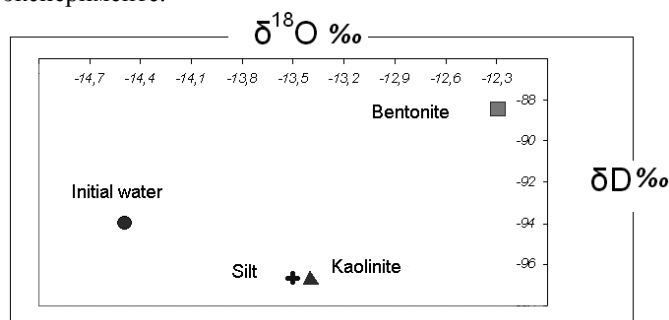


Рис.4. Содержание тяжелых изотопов воды в образцах грунтов эксперимента №4.

Кроме этого, для суглинка и каолинита она «легче» по водороду, за исключением бентонита. Это согласуется с известными представлениями об участии в миграции различных категорий воды и поровой (рыхлосвязанной) и прочносвязанной. Исключение по содержанию дейтерия в образцах бентонита, возможно, объясняются его свойствами или характером льдовыведения, для чего нужны дальнейшие исследования, поскольку

фракционирование, вероятно, зависит еще и от скорости промерзания, типа криогенной текстуры и иных криолитологических характеристик.

Выводы

В заключение следует отметить, что полученные результаты по-новому объясняют данные по изотопному составу сегрегационных льдов в мерзлых толщах различных регионов – они более «тяжелые» по кислороду относительно льдов, сформировавшихся их поверхностных вод. Ранее это отличие объяснялось источником вод (Коняхин и др. 1996); данные же по содержанию дейтерия для сегрегационных льдов еще требуют объяснения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 09-05-00536-а. Изотопный анализ образцов проводился в лаборатории стабильных изотопов, кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией «газ-бенч Ю.К. Васильчуком, Н.А Буданцевой и Ю.Н.Чижовой. При анализе для калибровки результатов использовались международные стандарты МАГАТЭ (VSMOW, GISP).

Литература

- Васильчук Ю.К. Экспериментальное изучение изотопного фракционирования при конжеляционном льдообразовании. // Криосфера Земли. 2011. Том XV. № 3. С. 51 – 55.
- Коняхин М. А., Михалев Д. В., Соломатин В.И. 1996. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. – М. Изд-во МГУ, 155 стр.
- Федоров Ю.А. 1999. Стабильные изотопы и эволюция гидросферы. – М. Изд-во Истина, 369 стр.
- Чевеверев В.Г. 2004. Природа криогенных свойств грунтов. – М. Науч.мир, 234 стр.



Использование площадок с густой сетью трубчатых измерителей глубины протаивания для мониторинга мощности сезонноталого слоя в Центральной Якутии

П.Я. Константинов, А.Н. Федоров, И.С. Угаров, Р.Н. Аргунов
Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

Использование трубчатых измерителей глубины протаивания (frost/thaw tubes) наиболее рационально в местах, где простой механический метод с использованием металлического щупа может давать ошибочные результаты. Сюда можно отнести почвогрунты с большим содержанием каменных включений, сухие грунты с глубоким протаиванием, грунты с сильным засолением. В Центральной Якутии в основном преобладают сухие почвогрунты с глубоким протаиванием, что значительно затрудняет применение щупа для массовых замеров. Наилучшие результаты здесь можно получить при помощи трубчатых измерителей глубины протаивания. Однако наличие небольшого их количества в пределах исследуемого ландшафта является недостаточным для объективной оценки многолетней динамики сезонного протаивания. В целях повышения статистической достоверности получаемых результатов в 2008 г. около г.Якутска были оборудованы две площадки с густой сетью трубчатых измерителей. Площадка 1, расположенная на второй надпойменной террасе р.Лены в пределах разнотравно-злакового луга, насчитывает 77 трубчатых измерителей. 36 мерных трубок установлено на площадке 2, которая находится на денудационно-аккумулятивной равнине в коренном лиственничном лесу. Получены предварительные результаты влияния различных метеорологических факторов на межгодовую изменчивость мощности сезонноталого слоя (СТС). Значения максимальной мощности СТС, полученные по разным точкам внутри каждой экспериментальной площадки имеют небольшую вариабельность, что свидетельствуют о достаточной однородности ландшафтных условий, поэтому выбранные площадки могут считаться кондиционными в целях изучения многолетней динамики глубины сезонного протаивания. В настоящее время рассматривается вопрос включения данных площадок в наблюдательную сеть научной программы CALM.

Ключевые Слова: Глубина сезонного протаивания; почвенная влажность; сезонноталый слой; температура грунтов.

Введение

Применение трубчатых измерителей глубины протаивания (frost/thaw tubes) в области распространения многолетнемерзлых пород (ММП) основано на принципе использования воды как рабочего тела для определения положения нулевой изотермы в грунте. Впервые данный принцип был воплощен в мерзлотомере А.И.Данилина в 50-х годах прошлого столетия. В дальнейшем были разработаны другие конструкции трубчатых измерителей (Rickard&Brown 1972; Maskay 1973), которые получили большое распространение в практике геокриологических исследований в Канаде и на Аляске. В настоящее время программой глобального мониторинга мощности деятельного слоя CALM трубчатые измерители глубины протаивания отнесены к одной из базовых методик, наряду с механическими и термометрическими методами исследований (Nelson et al. 2008, Shiklomanov et al. 2008). Достоинства и недостатки трубчатых измерителей отмечены в геокриологической литературе (Nixon&Taylor 1998, Nixon 2000, Лейбман 2001, Nelson&Hinkel 2003, Nixon et al. 2003, Tarnocai et al. 2004). Прежде всего, их использование рационально там, где простой механический метод с использованием металлического щупа может давать ошибочные результаты. Сюда можно отнести грунты с большим содержанием каменных включений, сухие

грунты с глубоким протаиванием, грунты с сильным засолением. К большому преимуществу трубчатых измерителей можно отнести строгое соблюдение принципа единства места измерения, что особенно важно при многолетнем мониторинге. Использование воды в качестве рабочего тела не требует предварительной градуировки и обладает практически неограниченной временной стабильностью. При этом, даже если будет иметь место некоторое расхождение определенного по трубке положения нулевой изотермы и реального положения фазовой границы (или верхней границы пластичномерзлого грунта для глинистых пород) в грунте вследствие отличий точки замерзания грунта и воды, это не скажется на получаемых статистических параметрах временного ряда наблюдений, т.к. ошибка будет иметь систематический характер. Некоторые конструкции трубок позволяют отслеживать пучение и осадку грунта. По сравнению с механическими методами измерения глубины протаивания, установка трубчатых измерителей требует существенно больших трудозатрат, поэтому до сих пор в практике исследований используется одна или 2-3 трубки из расчета на одну мониторинговую площадку, что значительно уменьшает статистическую достоверность получаемых результатов. Поэтому использование небольшого количества трубчатых измерителей в пределах исследуемого ландшафта

является недостаточным для объективной оценки многолетней динамики сезонного протаивания.

Методика исследований

В Центральной Якутии в основном преобладают сухие почвогрунты с глубоким протаиванием, что значительно затрудняет применение шупа для массовых промеров и может приводить к ошибкам. Например, иссушенные песчаные горизонты даже в талом состоянии очень трудно поддаются шупу, поэтому не всегда можно уверенно определить границу мерзлого грунта. Кроме того, шупы и буры при многократном использовании сильно нарушают сложение сухих почвогрунтов, что приводит к изменению естественного режима почвенной влажности. Поэтому с 1998 г. лабораторией криогенных ландшафтов Института мерзлотоведения СО РАН для изучения межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания используются трубчатые измерители упрощенной конструкции (Константинов и др. 2006, Konstantinov et al. 2008, Константинов 2009). Измеритель представляет собой полипропиленовую трубку с внешним диаметром 25 мм (внутренний диаметр 20 мм), на один конец которой приваривается полипропиленовая заглушка. Конец трубки с заглушкой опускается в специально пробуренную скважину небольшого диаметра. Глубина скважины задается так, чтобы нижний конец трубки был ниже уровня максимальной глубины протаивания на участке не менее чем на 1 м, а верхний конец был выше поверхности почвы на 10-15 см. Затрубное пространство в скважине засыпается выбуренным грунтом и тщательно уплотняется. После этого внутрь трубки заливается дистиллированная вода до уровня поверхности почвы. Измерения выполняются обычной выдвижной металлической рулеткой (или мерным штырем), конец которой опускается в мерную трубку до границы воды и льда на момент замера. Разница отсчета по мерной рулетке и длины выступающего конца трубки будет являться глубиной нулевой изотермы относительно уровня земной поверхности. Возможное выпучивание мерной трубки вверх (до определенного предела) не влияет на точность измерений, т.к. перед началом каждого летнего сезона весь столб воды в трубке находится в замороженном состоянии. Поэтому, даже в случае изменения уровня положения трубки, вода в ней в любой теплый сезон протаивает относительно уровня земной поверхности ровно на столько, на сколько позволяют теплосодержание грунта после зимнего периода и летний теплоприход с поверхности. Только в случае выпучивания нижнего конца мерной трубки на уровень подошвы СТС мерзлотомер не будет пригоден для замеров.

В целях повышения статистической достоверности получаемых результатов в 2008 г. около г. Якутска были специально оборудованы две площадки с густой сетью мерных трубок. В настоящее время рассматривается вопрос включения данных площадок в наблюдательную сеть программы CALM.

Экспериментальная площадка 1 расположена около Института мерзлотоведения СО РАН. В геоморфологическом отношении участок относится

ко второй надпойменной террасе р. Лены (абсолютная высота 100 м). Площадка заложена в привершинной части гривистой возвышенности, где растительный покров представлен разнотравно-злаковым лугом. СТС и верхние горизонты ММП сложены супесями. Площадка представляет в плане прямоугольник со сторонами 50 и 30 м. Трубчатые измерители в ее пределах установлены по 7 линиям через каждые 5 м, всего 77 штук. Измерения глубины протаивания проводятся один раз в декаду на протяжении всего теплого сезона. В пределах площадки также установлены одноканальные температурные логгеры TR-52 фирмы T&D Corporation для измерения температуры воздуха, поверхности почвы и грунтов на глубине 3.2 м.

Экспериментальная площадка 2 находится в 30 км к северо-западу от г. Якутска, в междуречье рр. Лены и Кенкеме. Данная территория представляет собой денудационно-аккумулятивную равнину с преобладанием плоского равнинного рельефа и абсолютными высотами 200-215 м. Верхняя толща отложений представлена сплошным чехлом сильнольдистых четвертичных отложений небольшой мощности с полигонально-жильными льдами. Участок для площадки выбран в коренном лиственничном лесу с брусничным покровом. В составе СТС и верхней части ММП преобладают пылеватые суглинки. Размеры площадки составляют 50 x 50 м. Мерные трубки в ее пределах установлены по 6 линиям через каждые 10 м, всего 36 штук. Измерения глубины протаивания проводятся один раз в месяц на протяжении всего теплого сезона. В пределах площадки установлены одноканальные температурные логгеры TR-52 для измерения температуры воздуха, поверхности и грунтов на глубине 3.2 м.

Результаты

В формировании термических условий верхних горизонтов ММП решающая роль принадлежит зимнему сезону. Чтобы он не попадал в разные годы, применительно к нашим исследованиям используется не календарный год, а условный годовой период, за начало которого принимается дата начала сезона зимнего промерзания. В качестве таковой принимается 1 октября, что примерно соответствует средней многолетней дате начала промерзания почвогрунтов в районе г. Якутска. Соответственно средние годовые значения метеорологических элементов рассчитываются для данного условного года. Для его выделения применены двоякие обозначения. Например, обозначение 2007/08 означает, что рассматривается условный год с 1 октября 2007 г. по 30 сентября 2008 г. Далее по тексту, а также в таблицах и на рисунках рассматриваются только условные годы.

В табл. 1 приведены статистические показатели максимальной глубины протаивания на экспериментальных площадках за 3 года наблюдений. Значения максимальной мощности СТС, полученные по разным точкам внутри каждой экспериментальной площадки имеют небольшую вариабельность, что

свидетельствуют о достаточной однородности ландшафтных условий.

Таблица 1. Статистические показатели глубины максимального протаивания, см

№ пл.	Статистич. показатель	2007/08	2008/09	2009/10
Пл.1	n	77	77	77
	$X_{\text{ср}}$	2.03	1.99	1.97
	σ	0.09	0.08	0.08
	V	0.05	0.04	0.04
	$D_{\text{пр}}$	02.V	24.IV	22.IV
Пл.2	n	36	36	36
	$X_{\text{ср}}$	1.24	1.22	1.23
	σ	0.11	0.11	0.10
	V	0.09	0.09	0.08
	$D_{\text{пр}}$	10.V	03.V	01.V

n - количество точек измерения; $X_{\text{ср}}$ - среднее значение максимальной глубины протаивания, м; σ - среднее квадратическое отклонение, м; V - коэффициент вариации; $D_{\text{пр}}$ - дата начала протаивания.

В табл. 2-3 и на рис. 1-5 приведены значения основных метеорологических элементов за период наблюдений, охватывающий три годовых периода (2007/08, 2008/09 и 2009/10). 2007/08 год был отмечен наиболее холодной зимой, наиболее теплым летом, повышенной мощностью снежного покрова и более высокими значениями предзимней влажности почв. Из-за тепляющего влияния снега в данном году отмечены меньшие суммы зимних температур поверхности почвы и более высокие температуры грунтов. В последующие два годовых периода (2008/09 и 2009/10) наблюдалось уменьшение сумм зимних и летних температур, уменьшение мощности снежного покрова, рост сумм зимних температур поверхности почвы, понижение грунтовых температур и незначительное понижение предзимней почвенной влажности. Суммы летних осадков за три рассматриваемых года были очень близкими. На луговой площадке прослеживается небольшое уменьшение максимального протаивания в годы с меньшими суммами летних температур воздуха и более низкими грунтовыми температурами. Не видно связи максимального протаивания с датами начала сезона протаивания почвогрунтов. Так в 2007/08 г. максимальное протаивание на площадке 1 было наибольшим, хотя дата начала протаивания в этот год наступила на 8-10 суток позже, чем в последующие годовые периоды. На лесной площадке максимальное протаивание за 3 года было почти неизменным, поэтому вообще трудно говорить о какой-либо корреляции с основными метеорологическими элементами за рассматриваемый период. Необходимо отметить, что наблюдениями охвачен очень короткий временной ряд, поэтому нельзя говорить об окончательных выводах. В отдельные годы метеорологические факторы и грунтовые условия

могут взаимно компенсировать свое влияние на процесс таяния почв. В этом особенно большое значение принадлежит почвенной влажности, потому что фазовые превращения в СТС поглощают наибольшую часть грунтового теплопотока. При всем этом выявить влияние межгодовых вариаций почвенной влажности на глубину протаивания очень сложно, так как ее значения сильно разнятся даже на близких расстояниях в массиве грунтов, а определения влажности на экспериментальных площадках носят точечный характер.

Таблица 2. Высота снежного покрова на конец месяца, см

№ пл.	Год	X	XI	XII	I	II	III	IV
Пл.1	2007/08	11	15	20	25	32	41	16
	2008/09	5	14	15	16	18	22	0
	2009/10	7	17	20	22	23	23	0
Пл.2	2007/08	17	24	30	35	39	50	42
	2008/09	16	25	31	32	34	38	0
	2009/10	17	25	29	32	32	33	0

Таблица 3. Месячные суммы летних осадков, мм (метеостация Якутск)

Год	V	VI	VII	VIII	IX	Σ_{V-IX}
2007/08	5	16	50	41	34	146
2008/09	29	3	26	46	26	130
2009/10	41	29	30	9	23	132

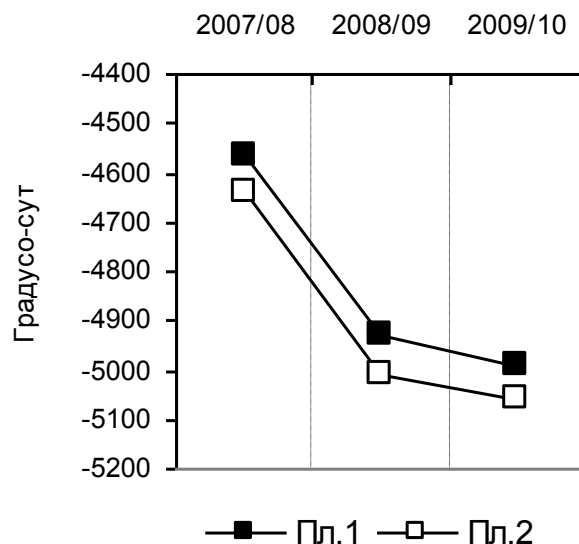


Рис.1. Сумма зимних температур воздуха

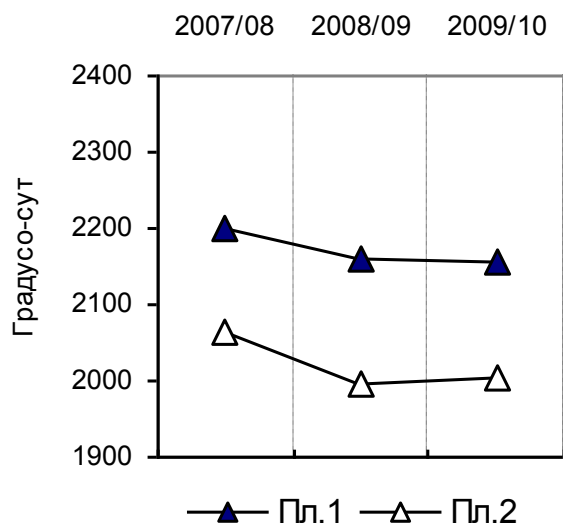


Рис.2. Сумма летних температур воздуха

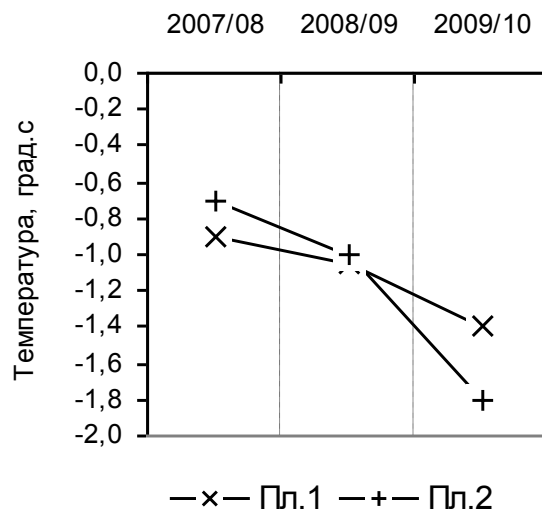


Рис.5. Средние годовые температуры грунта на глубине 3.2 м.

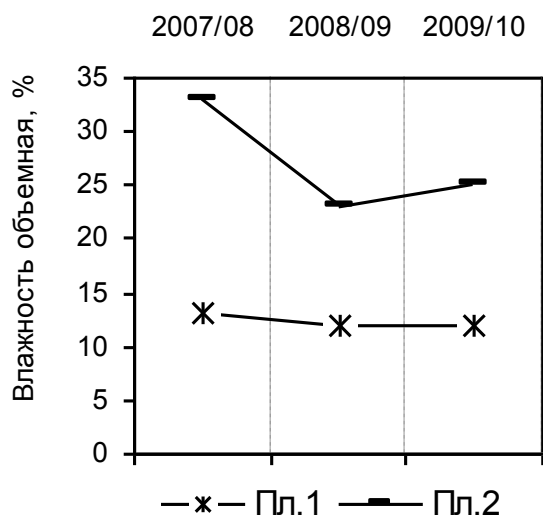


Рис.3. Предзимняя объемная влажность почвогрунтов (осредненные значения для всего профиля СТС)

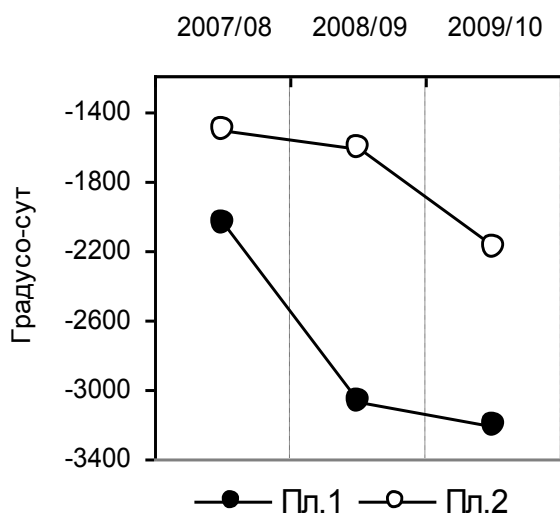


Рис.4. Сумма зимних температур поверхности почвы

Заключение

Вследствие преобладания в Центральной Якутии сухих почвогрунтов с глубоким протаиванием применение трубчатых измерителей для мониторинга межгодовой изменчивости мощности СТС дает более надежные результаты по сравнению с другими методами исследований. Оборудование наблюдательных площадок с густой сетью трубчатых измерителей позволяет значительно повысить статистическую достоверность получаемых результатов. Значения максимальной мощности СТС, полученные по разным точкам внутри каждой экспериментальной площадки имеют небольшую вариабельность, что свидетельствует о достаточной однородности ландшафтных условий, поэтому выбранные площадки могут считаться кондиционными в целях изучения многолетней динамики глубины сезонного протаивания. Так как наблюдениями охвачен очень короткий временной ряд, полученные результаты пока не позволяют сделать обоснованные выводы о влиянии тех или иных метеорологических и грунтовых факторов на межгодовую изменчивость глубины протаивания в исследуемом районе.

Литература

- Константинов П.Я., Аргунов Р.Н., Герасимов Е.Ю., Угаров И.С. 2006. О связи глубины сезонного протаивания с межгодовой изменчивостью средней годовой температуры грунтов. *Криосфера Земли*, т. IV, № 3, С. 15-22. (на русском языке)
- Константинов П.Я. 2009. Методика оборудования наблюдательных площадок для температурного мониторинга многолетнемерзлых грунтов (научно-справочное пособие). Якутск, Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 68 с. (на русском языке)

- Konstantinov P.Ya., Argunov R.N., Gerasimov E.Y. and Ugarov I.S. 2008. The Influence of the Winter Season on Active Layer Depth in Taiga Landscapes, the Yakutsk Vicinity, East Siberia. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost (Edited by Douglas L. Kane and Kenneth M. Hinkel). University of Alaska, Fairbanks, June 29–July 3, 983-986.
- Лейбман М.О. 2001. Динамика слоя сезонного оттаивания пород и методика измерения его глубины в различных ландшафтах Центрального Ямала. *Криосфера Земли, т.V, № 3, с. 17-24. (на русском языке)*
- Mackay, J.R. 1973. A frost tube for the determination of freezing in the active layer above permafrost. Canadian Geotechnical Journal 10: 392-396.
- Nelson, F.E., Shiklomanov, N.I., Hinkel, K.M. & Brown, J. 2008. Decadal Results from the Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost (Edited by Douglas L. Kane and Kenneth M. Hinkel). University of Alaska, Fairbanks, June 29–July 3, 1273-1280.
- Nelson, F.E., & Hinkel, K.M. 2003. Methods for measuring active-layer thickness. In: Humlum, O. and Matsuoka, N. (eds.) A Handbook on Periglacial Field Methods. Longyearbyen, Norway: University of the North in Svalbard, currently online at: <http://www.unis.no/RESEARCH/GEOLOGY/Geo_research/Ole/PeriglacialHandbook/ActiveLayerThicknessMethods.htm>.
- Nixon, F.M. 2000. Thaw-depth monitoring. In The Physical Environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a Base Line for the Assessment of Environmental Change. Geological Survey of Canada Bulletin 547: 119-126.
- Nixon F.M. & Taylor A. 1998. Regional active layer monitoring across the sporadic, discontinuous and continuous permafrost zones, Mackenzie Valley, northwestern Canada. In A.G. Lewkowicz & M. Allard (eds), Proceedings 7th International Conference on Permafrost, Collection Nordicana No. 57, Yellowknife, 23–27 June 1998. Laval: Centre d'études nordiques, Université Laval, 815-820.
- Nixon, F.M., Tarnocai, C. & Kutmy, L. 2003. Long-term active layer monitoring: Mackenzie Valley, northwest Canada. In Phillips, M., Springman, S.M. & Arenson, L.U. (eds.), Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, vol. 2. Lisse: A.A. Balkema, 821-826.
- Rickard, W. & Brown, J. 1972. The performance of a frost-tube for the determination of soil freezing and thawing depths. Soil Science, 113: 149-154.
- Shiklomanov, N.I. , Nelson, F.E. & Streletskiy, D.A. 2008. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Data Collection, Management, and Dissemination Strategies. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost (Edited by Douglas L. Kane and Kenneth M. Hinkel). University of Alaska, Fairbanks, June 29–July 3, 1647-1652.
- Tarnocai, C., Nixon, F. & Kutny, L. 2004. Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) Sites in the Mackenzie Valley, Northwestern Canada. Permafrost and Periglac. Process. 15: 141–153



Оценка льдистости грунтов по данным спутника NOAA (на примере западного побережья полуострова Ямал, Россия)

С.Г. Корниенко

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

Реферат

Данные тепловых каналов спутника NOAA летнего периода съемок можно использовать для оценки льдистости грунтов в районах сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП). Методика оценки основана на выявлении различий в темпах роста сезонной радиационной температуры земной поверхности (СРТП) участков с различной льдистостью и влажностью грунтов. Расчет СРТП проводился с учетом параметра, характеризующего тепловую инерцию приповерхностного слоя суточных колебаний температуры (СКТ) на основе пар дневных и ночных измерений со спутника. На примере территории Харасавэйского и Круzensхтерновского газоконденсатных месторождений Западного Ямала показано, что по динамике СРТП различия в льдистости грунтов более достоверно могут быть выявлены в границах однотипных природных комплексов, в частности, морских террас. Районирование по льдистости грунтов проведено на основе комплексного дешифрирования СРТП и параметра, характеризующего тепловую инерцию слоя СКТ.

Ключевые Слова: Дистанционное зондирование; льдистость грунтов; многолетнемерзлые породы; радиационная температура; тепловая инерция; температура земной поверхности.

Введение

Освоение территорий Крайнего севера в районах распространения ММП неразрывно связано с обеспечением безопасности технических объектов и минимизацией геоэкологических и геокриологических рисков. В этой связи актуальна разработка новых методов и технологий, в том числе с использованием данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), позволяющих характеризовать и контролировать состояние ММП в местах строительства и функционирования промышленных и хозяйственных объектов.

Ряд зарубежных публикаций последних лет свидетельствует о возможности картирования неоднородности ММП на основе годичных наблюдений за вариациями температуры поверхности (ТП), в частности, по данным сканера MODIS спутника TERRA и данным метеонаблюдений на ключевых участках (Nachem et al. 2009). Основанием развития метода послужили работы, описывающие связь среднегодовой ТП грунта и температуры ММП. В то же, время авторы метода указывают на погрешности, связанные с влиянием неоднородного снежного и растительного покрова.

Возможность картирования пластовых льдов и характеристики льдистости мерзлых грунтов по данным дистанционной инфракрасной (ИК) тепловой съемки в бесснежный летне-осенний период была рассмотрена еще в 70-ых годах прошлого столетия (Leschack et al. 1973, Горный & Шилин 1978). Однако данный подход не получил развития, и одна из причин этого заключается в существенном маскирующем влиянии слоя СКТ, который, как правило, неоднороден по условиям теплообмена. К числу значимых в этом отношении характеристик следует отнести альbedo поверхности, литологический состав грунта, тип и толщину растительного покрова, а также их влажность (Павлов 1975). В то же время различия в физических и

теплофизических характеристиках слоя СКТ при определенных условиях могут быть установлены по данным ДЗЗ в видимом и ИК-тепловом диапазоне (Аэрокосмические методы в геоэкологии 1992). Возросший объем поставляемой аэрокосмической информации и, в том числе, данных ИК-тепловой съемки создает предпосылки для разработки новых методик картирования неоднородностей ММП. Например, на основе материалов летних съемок спутника NOAA и разработанной автором методики были выявлены различия грунтов по льдистости на западном побережье полуострова Ямал.

Методика оценки льдистости грунтов по радиационной температуре земной поверхности

Известно, что температурное поле земной поверхности имеет ярко выраженную суточную и годовую периодичность и при отсутствии снежного покрова и процессов кристаллизации почвенной влаги приближенно может быть описано выражением (Тихонов & Самарский 1972, Павлов 1975):

$$T_z(0, \tau) = T_0 + \sum_{i=1}^N a_i \cos\left(\frac{2\pi}{t_i} \tau + \varphi_i\right) \quad (1)$$

где, T_0 - среднегодовая ТП, a_i – амплитуда колебаний температуры отдельной гармоники на поверхности, t_i – период колебаний, τ – время, φ_i - начальная фаза колебаний, N – число гармоник, i – номер гармоники.

Амплитуды СКТ и годовых колебаний температуры (ГКТ) земной поверхности зависят от теплофизических свойств верхнего слоя до глубины проникновения соответствующих колебаний. Для оценки льдистости грунтов и наличия пластовых льдов наиболее информативны различия амплитуд ГКТ. Максимальные контрасты ТП, связанные с контрастной льдистостью грунтов и пластовыми льдами проявляются в период максимального прогрева – в конце августа, начале сентября (Leschack et al. 1973, Корниенко & Разумов 2009). Очевидно,

что для однотипных грунтов контрасты ТП будут зависеть также и от разницы их влажности, и этот факт следует иметь в виду при дешифрировании и интерпретации аномалий теплового поля поверхности.

В бесснежный период различия теплофизических свойств (льдистости) грунтов могут быть охарактеризованы по разности среднесуточных значений ТП, полученных после схода снега и в период максимального прогрева земной поверхности. Для территорий Западного Ямала это, соответственно, конец июня и конец августа. За этот период, т.н. летних колебаний температуры (ЛКТ), наблюдается резкий рост ТП (Васильев et al. 2011). Поскольку глубина проникновения ЛКТ зависит от эффективной теплопроводности грунтов, имеет смысл говорить о некой минимальной глубине, до которой может быть проведено сравнение льдистости грунтов. По данным (Leschack et al. 1973) она составит приблизительно 2-3 м. Глубина сезонно-талого слоя в районах Западного Ямала не превышает 1,5 м (Баулин et al. 2003), а глубина проникновения СКТ (вместе с растительным покровом) составляет не более 0,3-0,4 м.

Среднесуточные значения ТП могут быть определены по данным космической съемки разного времени суток и метеоданным (Nachem et al. 2009). При отсутствии метеоданных могут быть использованы распределения радиационной ТП, полученные в моменты суточной инверсии ТП, когда различия теплофизических свойств слоя СКТ имеют минимальный вклад в распределение ТП (Leschack et al. 1973, Горный et al. 1993). Однако в большинстве случаев время проведения космической или воздушной тепловой съемки не соответствует моментам суточной инверсии ТП. В этом случае могут быть проведены преобразования исходных значений радиационной ТП с учетом неоднородности физических и теплофизических свойств приповерхностного слоя СКТ (Аэрокосмические методы в геоэкологии 1992).

Термодинамическая температура (T_s), радиационная температура (T_r) и коэффициент излучения поверхности (ϵ) на данной длине волны связаны соотношением:

$$T_r = T_s \sqrt[4]{\epsilon} \quad (2)$$

Тепловая инерция P зависит от теплопроводности (λ), удельной теплоемкости (C) и плотности (ρ) материала:

$$P = \sqrt{\lambda C \rho} \quad (3)$$

По разности радиационной ТП дневных и ночных измерений в течение суток и даже недели может быть определена т.н. «кажущаяся тепловая инерция» (E) в слое СКТ, связанная с тепловой инерцией соотношением (Kahle & Alley 1985, Горный et al. 1993):

$$E = \frac{1-A}{\Delta T_r} = KP \quad (4)$$

где, A – альбедо, ΔT_r – разность дневных и ночных измерений T_r , K – коэффициент, зависящий от условий инсоляции и метеоусловий. В северной тундре параметр E характеризует эффективную тепловую инерцию приповерхностного слоя СКТ,

включая грунт, кустарничковый и мохово-лишайниковый растительный покров. Основные вариации эффективной тепловой инерции однотипных грунтов слоя СКТ связаны с разницей их влажности.

Известно, что характеристика теплопроводности однотипных пористых материалов с различным содержанием влаги может быть проведена по тепловой инерции (Вавилов 1991). В этой связи, районирование территории по теплофизическим свойствам слоя СКТ предлагается проводить по параметру E , поскольку он связан с альбедо поверхности и тепловой инерцией. При контрастной латеральной неоднородности теплофизических свойств грунтов (например, суглинки и торф) более эффективно предварительное сегментирование территории по этим типам и определение распределений параметра E для каждого типа грунта отдельно.

В соответствии с данным подходом была разработана методика, позволяющая получить новый информационный параметр – т.н. сезонную радиационную ТП (СРТП), соответствующую радиационной ТП в моменты суточной инверсии. Суть методики состоит в коррекции одного из исходных распределений T_r на основе распределения E . Основные шаги алгоритма коррекции включают:

- определение параметра E ;
- квантование распределения E на N -ое число зон (формирование распределения E_N);
- определение из числа E_N опорной зоны E_j (j одно из N), которой соответствует максимальное число значений распределения T_r ;
- определение постоянных составляющих $T_{гм}$ распределений T_r в каждой зоне E_i ;
- прибавление к значениям T_r в каждой зоне E_i (i – от 1 до N) разности постоянных составляющих $T_{гм}$ j -ой и i -ой зоны E_N и формирование распределения СРТП;
- сглаживание (низкочастотная фильтрация) полученного распределения СРТП для исключения локальных высоких градиентов на границах зон E_N .

В качестве постоянных составляющих $T_{гм}$ каждой зоны E_N могут быть взяты средние или медианные значения исходных распределений T_r . Предполагается, что в границах территории с одной тепловой инерцией (или E) слоя СКТ разброс значений распределения T_r связан только с СРТП и может нести информацию о контрастах среднегодовой ТП и контрастах теплофизических свойств грунтов до глубины проникновения ЛКТ или ГКТ. Для получения цельной картины аномалий СРТП всей территории проводится процедура коррекции распределений T_r , т.е. приведение к теплофизическим характеристикам эталонной зоны E_j . Как правило, итоговое распределение СРТП представляется в относительных значениях (контрастах) температуры. Следует отметить, что для коррекции может быть использованы данные как ночной, так и дневной съемки. Проведенные исследования показывают, что итоговые распределения СРТП практически идентичны.

На заключительном этапе, для характеристики льдистости грунтов и возможных проявлений залежей пластовых льдов, интерпретируется разность распределений СРТП, полученных по данным съемки в начале и конце летнего периода.

Оценка льдистости грунтов по данным спутника NOAA

Для апробации методики была выбрана территория центральной части полуострова Ямал (от 70° СШ до 72° СШ), и более детально участок его западного побережья в районе Харасавэйского и Крузенштерновского газоконденсатных месторождений (ГКМ) с площадью суши около 3100 км². Территория расположена на границе северных и средних тундр со сплошным распространением ММП, ландшафтами различного возраста с морскими террасами, поймами и лайдами (Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов 2002). Криолитологические особенности этой территории характеризуется наличием в разрезе песчано-пылеватых многолетнемерзлых отложений мощных (до 10 м) полигонально-жильных льдов и залежей пластовых льдов мощностью до 10-15 м.

В районе распространены ландшафты III, II и I морских террас, представленные песчано-суглинистыми отложениями с кустарничковой, травяной, моховой и лишайниковой растительностью с преобладанием тех или иных видов в зависимости от степени дренированности грунтов (Баулин et al. 2003). Пойменные ландшафты менее распространены, сложены преимущественно суглинистыми грунтами и сильно заболочены. Лайдовые ландшафты с отложениями иловатых песков и супесей заозерены и также сильно заболочены. На плоских поверхностях практически всех ландшафтов торфяники встречаются локально. Сплошность ММП нарушается только под руслами рек и озерами в зависимости от размеров, глубины и длительности существования водоема. Неоднородность льдистости отложений верхнего горизонта определяется распределением текстурообразующих льдов (глубина 2-5 м) и повторно-жильных льдов (макрольдистости). Залежи пластового льда, залегающего близко к поверхности, здесь прослеживаются, в основном, в отложениях III, II и I морских террас (Баулин et al. 2003, Крицук 2010).

В работе использовались три пары дневных и ночных снимков со спутника NOAA (радиометр AVHRR), полученных в июне, июле 2000 г. и в конце августа 1998 г. Радиометр AVHRR имеет пять спектральных каналов, два из которых (4-ый и 5-ый) регистрируют излучение в дальней ИК-тепловой области. Пространственное разрешение радиометра - 1,1 км, чувствительность по T_r - 0,1 °К. Обработка космических снимков и анализ выполнялись в программном комплексе ENVI 4.8. Рабочий масштаб построения карт - 1:1 000 000.

Предварительный этап обработки данных включал калибровку снимков, геометрическую и атмосферную коррекцию, маскирование крупных водоемов. Для вычисления параметра E по данным 4-ого (теплого)

спектрального канала определялась разность ΔT_r , а по данным 1-ого и 2-ого каналов - альбедо (A). Деление снимков на «дневные» и «ночные» условно, поскольку в летнее время на данных широтах наблюдается полярный день.

Из опыта геотермических исследований, проведенных для равнинных территорий, известно, что распределение радиационных ТП будет зависеть от вариаций коэффициента излучения (ϵ), а также условий инсоляции, облачности и скорости ветра (Аэрокосмические методы в геоэкологии 1992). В данном случае, условия инсоляции и скорость ветра принимались одинаковыми на всю территорию исследуемого района, учитывая относительно небольшую его площадь. Оценка влияния неоднородности ϵ на аномалии радиационной температуры определялась по методике, описанной в работе (Leschack et al. 1973), а именно по корреляции отношения значений T_r , измеренных в разных спектральных каналах ИК-теплого диапазона, и распределения T_r одного из спектральных каналов. В данном случае, распределения T_{r4}/T_{r5} и T_{r4} дневной и ночной съемки, полученные по данным 4-ого и 5-ого спектральных каналов радиометра AVHRR, не имели значимых корреляций, что свидетельствует о незначительности влияния вариаций ϵ на распределение T_r . Аналогичный вывод был сделан в работе (Leschack et al. 1973) для районов Аляски.

На рис.1 приведены графики зависимости медианных значений исходных распределений радиационной температуры T_{rm} (дневных и ночных) от параметра E_N , рассчитанного на основе этих же распределений. В данном случае весь диапазон значений параметра E_N с доверительным интервалом 95 % квантовался на $N=16$ зон. Зона E_1 относится к участкам с минимальной тепловой инерцией (сухим, дренированным), зона E_{16} характеризует участки с максимально высокой тепловой инерцией (увлажненные).

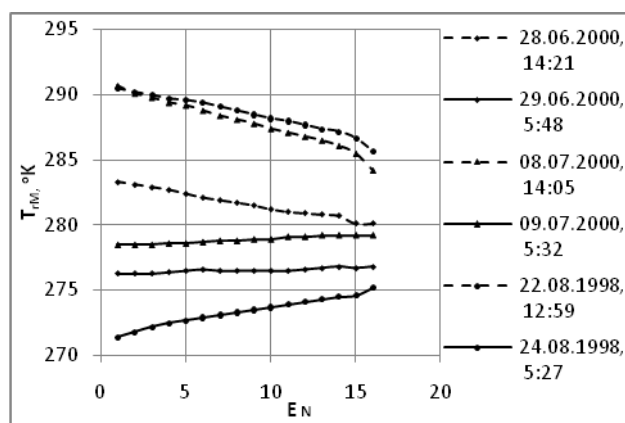


Рис. 1 Зависимость медианных значений радиационной ТП (T_{rm}) от «кажущейся тепловой инерции» (E_N)

На рисунке также приведены даты и местное время съемки. Значения T_{rm} дневных съемок имеют наклон слева направо (пунктирные линии), а ночных - справа налево (сплошные линии).

Данная зависимость может являться критерием близости времени съемки к моменту суточной

инверсии, поскольку при полной суточной инверсии тренд $T_{гм}$ должен быть параллелен оси абсцисс. Ночная съемка 29.06.2000 г. наиболее близка к моменту утренней инверсии, т.к. максимальный перепад значений $T_{гм}$ здесь составляет всего около 0,5 °K. Тем не менее, все исходные распределения $T_{гм}$ преобразовывались в соответствии с приведенным выше алгоритмом.

На рис.2 приведены иллюстрации карт, характеризующих полученные распределения параметра E (b, c, d) и СРТП (g, h, i) для разных дат космической съемки в сопоставлении с картами макрольдистости грунтов (a) и температуры ММП (f). Также на рисунке приведены распределение среднего значения параметра E (e), рассчитанного по значениям E июня и августа, и распределение разности СРТП (j) августа и июня. Диапазоны значений всех полученных распределений взяты с 95%-ым доверительным интервалом. На всех изображениях также даны границы и обозначения основных природных комплексов. С запада территория омывается водами Карского моря.

Распределения параметра E разных периодов съемки (b, c, d) достаточно идентичны и, в основном, характеризуют природные комплексы. Участки минимальных значений E (высокой теплоизоляции поверхностного слоя) приурочены к морским террасам (I-B, I-V, I-Г), которые, в свою очередь, характеризуются более высокой макрольдистостью грунтов и более низкими температурами ММП по сравнению с низовьями рек (II-A) и поймами (III-A), в границах которых параметр E очень высок. Временные вариации параметра E предположительно связаны с изменением влажности слоя СКТ или состояния растительного покрова.

Вариации СРТП во времени более существенны (g, h, i). Следует отметить, что по данным съемки в конце июня и начале июля (g, h) на распределения СРТП рассматриваемого участка береговой зоны заметное охлаждающее влияние оказывает акватория Карского моря, поскольку в это время еще не полностью растаял лед у берегов. В это время картина аномалий СРТП близка к картине распределения температур ММП (f) и макрольдистости грунтов (a). Участки низких значений температуры ММП на морских террасах, в основном, характеризуются более низкими значениями СРТП по сравнению с поймами и низовьями рек. В конце августа влияние моря менее выражено. Характер распределения СРТП к этому времени заметно меняется (i): поймы и низовья рек уже имеют фоновые и аномально низкие значения СРТП. Более отчетливо эта тенденция видна в южной части района. Возможно, такая динамика связана с тем, что в начале лета, ближе к периоду инверсии ГКТ, распределение СРТП в большей степени отражает контрасты среднегодовой ТП, и в меньшей степени различия в тепловой инерции слоя ЛКТ. К концу лета различия тепловой инерции сухих и влажных участков в слое ЛКТ приводят к формированию противоположных по знаку контрастов ТП, снижающих контрасты, обусловленные среднегодовыми значениями ТП.

Данный тезис иллюстрируется распределением разности СРТП августа и июня (рис.2 j). В этом распределении исключаются контрасты СРТП, обусловленные среднегодовой ТП (и, соответственно, температурой ММП), и отражены аномалии, связанные с тепловой инерцией грунтов в слое ЛКТ. Участки высокой влажности грунтов (все поймы и низовья рек) характеризуются аномально низкими значениями разности СРТП.

В то же время на севере района, в пределах II-ой и III-ей морских террас (зона А) отмечается крупная аномалия низких значений СРТП (i) и разности СРТП (j). Ее происхождение не может быть связано с влажностью грунтов, т.к. здесь распространены дренированные участки с низкими значениями параметра E (b, c, d, e). Предположительно эта аномалия связана с более высокой макрольдистостью грунтов в слое ЛКТ (по сравнению с другими участками морских террас и с такими же значениями параметра E). В данном масштабе для оценки достоверности полученных результатов нет данных, характеризующих разброс льдистости грунтов на морских террасах. В то же время, достаточно высокий разброс значений разности СРТП в их границах (до 2,4 °K), вероятно связан с различиями льдистости грунтов в слое ЛКТ. Выявленные на севере района низкотемпературная аномалия СРТП (i) и аномалия низких значений разности СРТП (j) могут быть связаны с обнаруженными здесь пластовыми льдами, залегающими близко к поверхности (Крицук 2010). Для подтверждения сделанных предварительных выводов предполагается проведение аналогичных исследований с использованием других данных космической съемки летне-осеннего периода.

Выводы

Разработана методика расчета сезонной радиационной температуры поверхности (СРТП), соответствующей радиационной ТП в моменты суточной инверсии ТП. Методика основана на анализе данных дневной и ночной космической съемки в видимом и ИК-тепловом диапазонах и определении параметра, характеризующего тепловую инерцию приповерхностного слоя суточных колебаний температуры (СКТ).

На примере территории западного побережья Ямала показано, что контрасты СРТП в первой половине лета по характеру аномалий близки к контрастам температуры ММП. По разности распределений СРТП августа и июня в пределах морских террас в слое летних колебаний температуры (ЛКТ) выявлены различия тепловой инерции грунтов, которые, предположительно, связаны с различиями их льдистости. Разделение участков высокой льдистости и высокой влажности грунтов может быть проведено на основе комплексного дешифрирования распределений СРТП и параметра, характеризующего тепловую инерцию слоя СКТ.

Результаты исследований могут быть использованы для характеристики и мониторинга состояния мерзлых грунтов на участках строительства и размещения технических объектов, а также для определения глубины залегания водоносных

горизонтов в степных, пустынных и полупустынных районах.

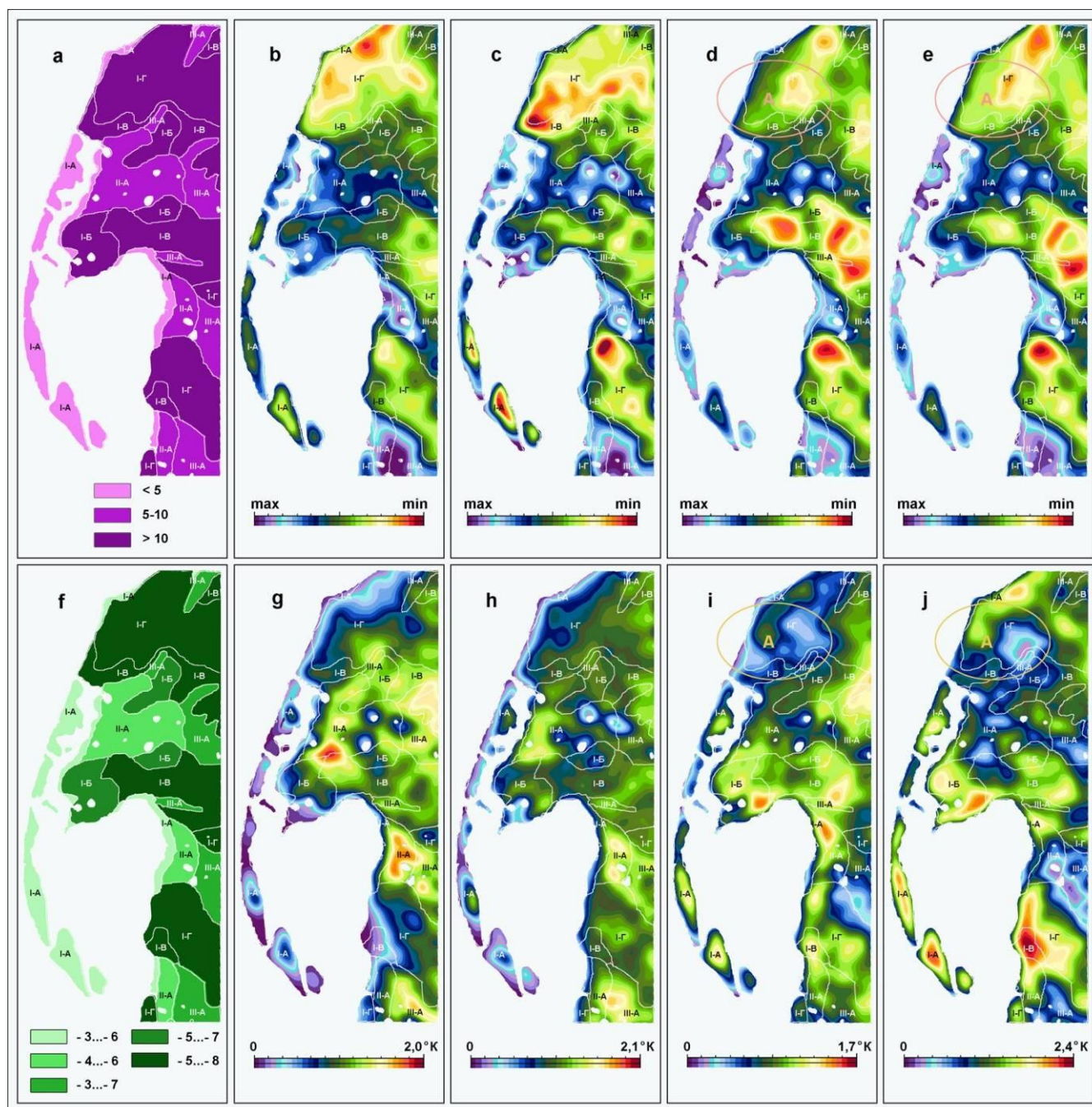


Рис. 2 Фрагменты карт макрольдистости грунтов в % (а), температуры ММП в °C (f) (Баулин et al. 2003), распределения параметров E (b,c,d,e), СРТП (g,h,i) и разности СРТП (j) в районе Харасавэйского и Крузенштерновского ГКМ, полученных по данным съемки со спутника NOAA: 28 и 29 июня 2000 г. (b,g); 08 и 09 июля 2000 г. (c,h); 22 и 24 августа 1998 г. (d,i). Природные комплексы (Баулин et al. 2003): (I-A) – лайда; (I-B) – I морская терраса; (I-Г) – II морская терраса; (I-Г) – III морская терраса; (II-A) – низовья крупных рек; (III-A) – пойма.

Литература

Hachem S., Allard M., Duguay C. 2009. Using the MODIS Land Surface Temperature Product for Mapping Permafrost: An Application to Northern Quebec and Labrador, Canada. *Permafrost And Periglacial Processes*. 20: 407–416.

Kahle A.B., Alley R.E. 1985. Calculation of thermal inertia from day-night measurement separated by days or weeks. *Photogramm. Eng. & Remote Sens.*, v.51, 1:72-75.

Leschack L.A., Morse F.H., Brinley Wm.R., Ryan N.G., Ryan R.B. 1973. Potential use of airborne dual-channel infrared scanning to detect massive ice in permafrost. *North American Contribution*

- Permafrost. Second International Conference, Washington, D.C.: 542-549.
- Аэрокосмические методы в геоэкологии. 1992. Под ред. В.И. Лялько. Киев, Наукова думка. 205 с. (на русском языке)
- Баулин В.В., Дубиков Г.И., Аксенов В.И. и др. 2003. Геокриологические условия Харасавейского и Крузенштерновского газоконденсатных месторождений (полуостров Ямал). Москва, ГЕОС, 180 с. (на русском языке)
- Вавилов В.П. 1991. Тепловые методы неразрушающего контроля. Справочник. Москва, Машиностроение, 240 с. (на русском языке)
- Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. 2011. Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата. Криосфера Земли. Т. XV, 2: 56-64 (на русском языке)
- Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов. 2002. Под редакцией Е.С. Мельникова (части I,II) и С.Е. Гречищева (части III,IV). Колл. авторов. Москва, ГЕОС, 402 с. (на русском языке)
- Горный В.И., Шилин Б.В. 1978. Применение тепловой аэросъемки для целей инженерно-геологических исследований в районах развития многолетней мерзлоты. Из «Методика инженерно-геологических исследований и картирования области вечной мерзлоты». Якутск: 85-96 (на русском языке)
- Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. 1993. Тепловая аэрокосмическая съемка. Москва, Недра, 128 с. (на русском языке)
- Корниенко С.Г., Разумов С.О. 2009. Моделирование контрастов температуры на поверхности неоднородных по льдистости грунтов. Криосфера Земли. Т. XIII, 2: 55-61 (на русском языке)
- Крицук Л.Н. 2010. Подземные льды Западной Сибири. Москва, Научный мир, 352 с. (на русском языке)
- Павлов А.В. 1975. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск.: Якутское книжное издательство, 304 с. (на русском языке)
- Тихонов А.Н., Самарский А.А. 1972. Уравнения математической физики. Уч. пособие для университетов. Москва, Наука. 735 с. (на русском языке)

Структура деятельного слоя болотных экосистем лесотундры

Н.П.Косых

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск, Россия

Реферат

Рассмотрены особенности деятельного слоя и запасы фитомассы в мерзлотных экосистемах Западной Сибири на примере ключевого участка, расположенного в зоне лесотундры в районе Пангоды. Установлено, что количество растительного вещества увеличивается в ряду экосистем: мезотрофные мочажины хасыреев, кочки бугров, олиготрофные мочажины, межкочья бугров. На всех элементах рельефа преобладает мортмасса. Количество живой фитомассы определяется типом экосистемы и растительным сообществом. Фитомасса болотных экосистем лесотундры изменяется от 800 до 3100 г/м² и определяется температурным режимом, микрорельефом и видовым составом растительного сообщества.

Ключевые Слова: Биологическая продуктивность; деятельный слой; мерзлотные экосистемы лесотундры; мортмасса; фитомасса.

Введение

В зоне лесотундры наряду с климатическими условиями и равнинным рельефом, распространению болот способствует мерзлота, которая создает неповторимый рельеф болот, выраженный в плоскобугристых формах. Лесотундра охватывает 13,7 млн.га площади Западной Сибири, заболоченность ее достигает 27 %. Основными признаками, по которым выделены элементарные болотные экосистемы в ландшафтах лесотундры, являются растительный покров, толщина торфяного слоя и мерзлота. По этим признакам выделены экосистемы хасыреев (мезотрофные мочажины) и экосистемы плоскобугристых болот (кочки, межкочья мерзлых бугров и олиготрофные мочажины).

В пределах мерзлотных бугров на плоскобугристых болотах межкочья часто являются первыми проявлениями термокарстовых просадок. На ключевом участке глубина деятельного слоя определяется на буграх около 40-50 см, ограничивается мерзлотой, которая и в летний период не тает. Мощность торфяного горизонта в мочажинах составляет 60-80 см, которые за летний период успевают полностью оттаять до минерального основания в своей центральной части. В годы исследования, не смотря на повышение суммы положительных температур воздуха и летних осадков, смены растительного покрова за последние 5 лет не наблюдается.

Сохранение болот и продолжение их роста в настоящее время в большей степени зависит от наличия мерзлоты и растительного покрова, который в свою очередь определяет продуктивность болотных экосистем. Как показали исследования в горах Алтая, при исчезновении мерзлоты в высокогорных травяных осоковых болотах общие запасы растительного вещества уменьшаются в 2.5 раза, также уменьшаются запасы живой фитомассы, при этом чистая первичная продукция повышается на 33% по сравнению с годом, когда мерзлота находится на уровне 40 см [Кирпотина и др., 2011].

Результаты исследований

Целью данной работы являлось выявление современной структуры деятельного слоя болотных экосистем лесотундры в пределах ключевого участка, особенностей распределения запасов растительного вещества в болотных экосистемах в зависимости от состава растительного покрова и микрорельефа. Район исследований охватывает зону лесотундры (рис.1). Исследования проводились на ключевом участке, расположенном в междуречье Ныда и Надыма, восточнее г. Пангоды (65°52' N, 74°58' E). Характеристика климатических условий района исследований, отмеченные в 1950-1965 гг, приведены в таблице 1. Отмечаются низкие температуры в зимний период. Наибольшее количество осадков выпадает в летнее время.

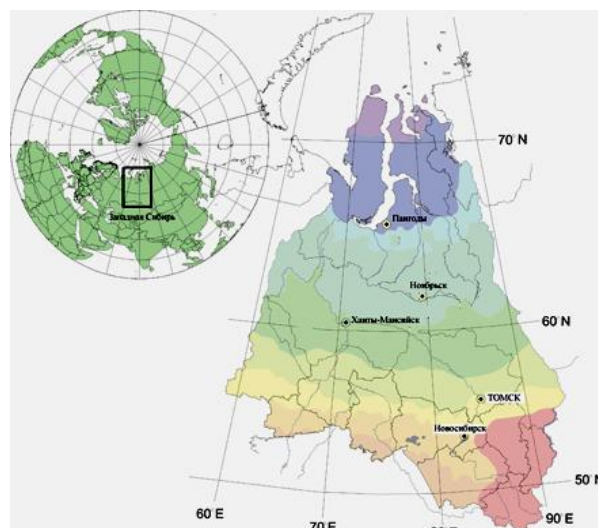


Рис.1. Схема расположения ключевого участка в районе п.Пангоды

В качестве учатков-аналогов рассмотрены геоэкологические стационары Мыс Болванский, Уренгойский и Надымский, расположенные соответственно в южной тундре, лесотундре и северной тайге. На стационаре Болванский мониторинг температурного режима в скважинах

проводится уже двадцать восемь лет (1983-2011 гг.), а мониторинг сезонного оттаивания на специально оборудованной площадке CALM – с 1999 г. [Малкова, 2011]. На стационаре Уренгойский наблюдения в скважинах ведутся с 1975 г, а оттаивание изучается на площадке CALM всего пять лет, с 2006 г. [Дроздов и др., 2010]. На Надымском участке комплексный мониторинг экосистем проводится с 1970 г., а мониторинг мощности сезонноталого слоя на площадке CALM с 1997 г. [Антропогенные изменения экосистем..., 2006]. На годы исследования (2004-2010 гг) отмечено повышение суммы положительных температур воздуха и летних осадков [Москаленко, 2009; Москаленко, 2010]. Сопоставление полученных результатов позволяет оценить современные тенденции развития ММП этих северных регионов, территориально удаленных, но имеющих близкие природные, геологические и геокриологические условия.

Таблица 1. Климатические характеристики района исследования

Местоположение метеостанции	Осадки, мм			Средняя температура, Т°С		
	Год	X-III	IV-IX	Годовая	Января	Июля
Надым	432	142	290	-6,6	-23,6	14,7

На ключевом участке выбрано олиготрофное плоскобугристое болото и молодой хасырей, на котором заложены 3 пробные площадки: мерзлотный бугор, олиготрофная мочажина и мезотрофная мочажина хасырея. Характеристика пробных площадей представлена в таблице 2. Описание растительных сообществ проводится по общепринятой методике в наиболее типичных участках болота с учетом характера микрорельефа. На

выделенных площадках послойно отбираются пробы растительного вещества до глубины 30 см. Кустарнички и травы срезаются с площадок 40×40 см, мхи вместе с корневыми системами трав и кустарничков вырезаются пробоотборником, объемом 1 дм³ от поверхности головок мха. В лабораторных условиях отобранные образцы разделяются на следующие фракции: фотосинтезирующие части трав, кустарничков, мхов, однолетние, многолетние побеги кустарничков, живые и мертвые подземные органы трав и кустарничков, погребенные стволы.

Деятельный слой бугристых болот лесотундры обычно не превышает 40 см., где уже распространена мерзлота. В пределах деятельного слоя определяется биологическая продуктивность экосистем, с выделением запасов фитомассы, мортмассы и продукции, величина которой зависит от экосистемы и микротопографии. **Общие запасы растительного вещества** в разные годы на болотах лесотундры колеблются в пределах 13000 - 32000 г/м². Максимум наблюдается в межкочьях бугров, где мерзлота к концу лета протает быстрее, чем на кочках, и дополнительный приток влаги с прилегающих кочек приводит к увеличению и застыванию её, что приводит к отмиранию лишайников и появлению мочажинных видов мхов. В отдельные годы запасы в таких местах могут достигать 32000 г/м², что в 2-3 раза больше, чем запасы других экосистем болот. В болотных экосистемах севера, из-за замедленного разложения растительных остатков и их захоронения в толще торфа под влиянием близости многолетней мерзлоты, происходит многократное преобладание мортмассы над фитомассой даже в верхнем деятельном слое, в котором и происходят основные биологические процессы (рис.2).

Таблица 2. Характеристика экосистем ключевого участка

Экосистема	Микрорельеф	Растительное сообщество	Доминанты
Бугор мерзлотный	кочка	Кустарничково-лишайниковое	<i>Ledum decumbens</i> (Ait.) Lodd. Ex Steud., <i>Andromeda polifolia</i> L., <i>Oxycoccus microcarpus</i> Turcz. Ex Rupr., <i>Cladonia stellaris</i> (Opiz) Brodo, <i>Cl.rangiferina</i> (L.) Harm., <i>Sphagnum fuscum</i> (Schimp.) Klinggr.
	межкочье	Кустарничково-сфагново-лишайниковое	<i>Andromeda polifolia</i> , <i>Oxycoccus microcarpus</i> , <i>Cladonia stellaris</i> , <i>Cl.rangiferina</i> , <i>Sphagnum balticum</i> (Russ.) Russ. Ex C.Jens.
Мочажина олиготрофная	понижение	Осоково-сфагновое	<i>Carex rotundata</i> Wahlenb., <i>Sphagnum lindbergii</i> Schimp. Ex Lindb., <i>S.balticum</i> .
Мезотрофная мочажина (молодой хасырей)	понижение	Осоково-сфагновое	<i>Carex rostrata</i> , <i>Carex lasiocarpa</i> , <i>Eriophorum polystachion</i> , <i>Comarum polustre</i> , <i>Sphagnum riparium</i> , <i>S.squarosum</i>



Рис. 2. Запасы растительного вещества в зависимости от положения в микрорельефе экосистемы

Во всех экосистемах преобладает **мертвое растительное вещество или мортмасса (М)**, образующая 70 – 90 % общих запасов. Мортмасса состоит из неразложившихся остатков мхов, лишайников или погребенных в нем отмерших в разное время растительных остатков сосудистых растений. Состав мортмассы может сильно варьировать в разных экосистемах болот и зависит от видового состава растительного сообщества. Запасы надземной мортмассы, состоящие из ветоши, сухостоя и подстилки сосудистых растений, составляют от 22 до 123 г/м² в зависимости от видового состава растительного сообщества. Минимальные запасы ее образуются в олиготрофных мочажинах из-за малых размеров сосудистых растений, причем часто подстилка быстро минерализуется в экосистемах и исчезает с поверхности мха или переходит в приземный моховой слой. Особенно быстро это может происходить в мезотрофных мочажинах хасыреев, где фракции подстилки сосудистых растений нет.

Фракция надземной мортмассы на повышенных элементах рельефа, таких как бугры, формируется из листьев вечнозеленых кустарничков, медленно разлагается, и может накапливаться в течение нескольких сезонов, что отражается в максимальных ее величинах. Суровые зимы и сильные ветра на открытых пространствах плоскобугристых болот, где нет древесного яруса и снег сдувается с верхушек кочек на буграх, сухостой, состоящий из сухих отмерших веток кустарничков достигают 30% от надземной фитомассы кустарничков.

В условиях лесотундры общие запасы мортмассы велики и зависят от топографии. В разные годы отмечаются сильные колебания запасов. Как мы уже отмечали максимальные запасы наблюдаются в межкочьях бугров плоскобугристого болота (9000-33000 г/м²), снижаются запасы мортмассы на кочках бугров (9000-17000), а в олиготрофных мочажинах мортмасса меняется от 13000 до 19000 г/м², в мезотрофных мочажинах запасы мортмассы невелики и не превышают 12000 г/м². На контрастных элементах микрорельефа: кочки бугров и мочажины,

наблюдается меньшие колебания в запасах, чем в межкочьях, где происходит неравномерное протаивание мерзлоты и образование термокарстовых просадок. Таким образом, изменения запасов мортмассы в одной и той же экосистеме на разных элементах микрорельефа больше, чем между разными экосистемами.

Живое растительное вещество или фитомасса (Ф) исследуемых экосистем является наиболее важной фракцией и может изменяться в несколько раз от 800 до 3100 г/м², в зависимости от типа растительности, экосистемы и рельефа (рис. 3). Минимальные запасы формируются в олиготрофных осоково-сфагновых мочажинах и составляют 800, в отдельные годы могут увеличиваться до 1000 г/м². На мерзлых буграх запасы фитомассы достигают максимальной величины на кочках, на разных элементах рельефа запасы фитомассы могут колебаться от 1000 до 3100 г/м². На буграх образование фитомассы зависит от микрорельефа, на кочках запасы в 2 раза больше, чем в межкочье. В суровых климатических условия севера большое влияние на формирование лишайниковых кочек оказывают кустарнички. Большая часть фитомассы (60 – 80 %) на повышенных элементах рельефа создается подземными органами кустарничков, значительная часть которых формируется погребенными стволиками и крупными корнями *Ledum decumbens*. Запасы мхов и лишайников, формирующих особый приземный слой, который является средообразующим и диктует условия выживания для других групп растений, достигает значительной величины, от 300 до 440 г/м², что составляет 25 % от общих запасов фитомассы. Надземная фитомасса сосудистых растений достигает от 10 до 20% от общих запасов. На пониженных элементах рельефа в олиготрофных мочажинах структура фитомассы меняется. Лидирующие позиции часто занимают сфагновые мхи, или же мхи наравне с подземными органами осок и пушиц. Надземная фитомасса сосудистых растений составляет всего 5%. В мезотрофных мочажинах хасыреев запасы фитомассы формируются осоками и

пушицами, так же как и в олиготрофных мочажинах, но из-за большего их габитуса формируются большие запасы, которые в 2-3 раза выше, чем в бедных олиготрофных мочажинах.

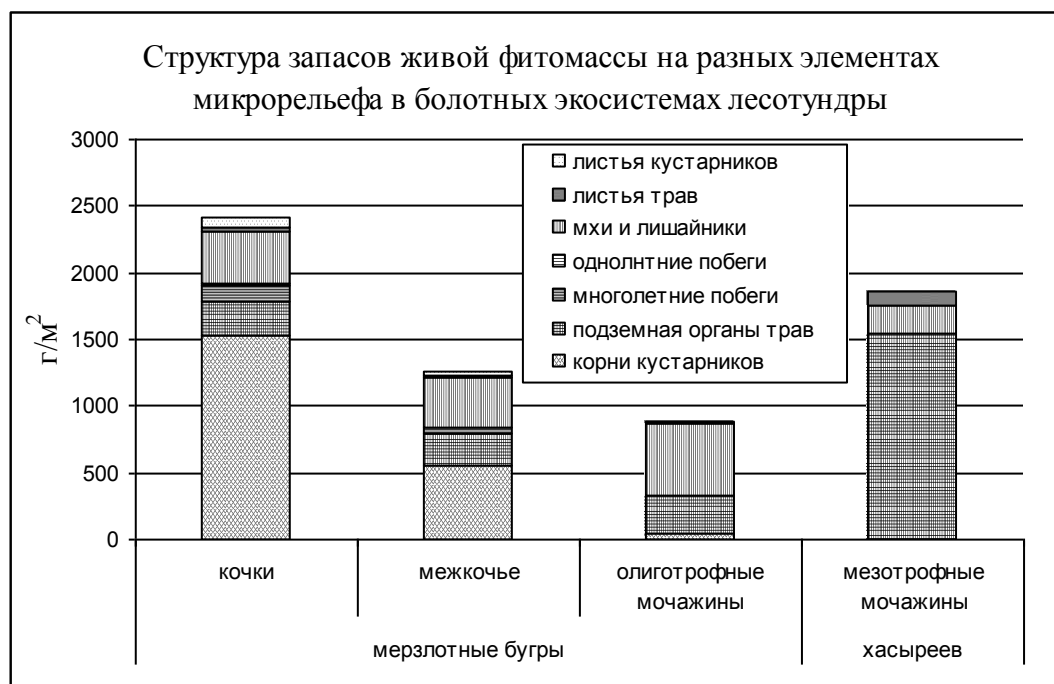


Рис. 3. Изменение структуры живой фитомассы на разных элементах рельефа

Отдельные фракции фитомассы в разных экосистемах на болотах отличаются качественно и количественно. Фракция фотосинтезирующих органов, создающая органическое вещество, является одной из самых важных и определяет рост всех других фракций в экосистеме. В зависимости от биологии вида и его потенциальной возможности, при условии благоприятных погодных условий запасы зеленой фитомассы трав и кустарничков повышенных элементов рельефа изменяются от 16 (межкочье) до 115 г/м² (кочки) в экосистемах бугров. Такие же высокие запасы зеленой фитомассы (100 г/м²) формируются в мезотрофных мочажинах осоками и пушицами. Минимальную величину листьев сосудистых растений (19 г/м²) дают растительные сообщества олиготрофных мочажин с доминированием *Carex rotundata* и *Eriophorum russeolum*. Запасы фитомассы многолетних частей кустарничков изменяются от 7 г/м² (олиготрофные мочажины) до 160 г/м² (бугры). Однолетние побеги могут составлять 5-10 % от фитомассы многолетних побегов кустарничков. Фракция многолетних частей особенно важна, являясь структурной частью кочки из лишайников и достигает 155 г/м², в межкочье ее роль снижается в 7 раз.

Запасы зеленой фитомассы приземного слоя, сформированного мхами в мочажине и лишайниками на буграх, изменяются в пространстве. В зависимости от трофности экосистемы формируются запасы зеленой фитомассы приземного слоя. Так максимальные запасы наблюдаются на пониженных элементах рельефа, в олиготрофных мочажинах (540 г/м²), минимальные – в мезотрофных мочажинах хасыреев (205 г/м²). На буграх запасы уменьшаются

до 370 г/м². Запасы живой фитомассы формируются на разных элементах рельефа разными группами растений: в понижениях, в мочажинах – осоками, пушицами; на повышенных элементах рельефа, на буграх – кустарничками. Средообразующая роль мхов сохраняется в мочажинах, на буграх мхи на 90% замещаются лишайниками, видовое разнообразие которых превосходит остальные группы растений. Растут они медленно, но живая масса сохраняется многие годы и накапливается до 900 г/м², причем в межкочьях в отдельные годы отмечаются благоприятные условия для развития подстилки лишайников и масса их бывает больше, чем на кочках.

Запасы общей мортмассы деятельного слоя, состоящие из торфа и растительных остатков мхов и сосудистых растений отражают тип биологического круговорота. Ведущими факторами, влияющими на скорость круговорота и накопление мортмассы, являются климатические условия и наличие мерзлоты. Рассмотренные нами параметры биологического круговорота могут быть использованы для количественной оценки функционирования экосистем. Анализ полученных нами данных, на основе этих критериев показал, что в экосистемах болот функциональная связь фотосинтезирующей и подземной фитомассы, подземной фитомассы и продукции сосудистых растений практически прямо пропорциональна. Величина отношения запасов мортмассы к запасам фитомассы увеличивается в ряду следующих элементов микрорельефа: мезотрофные мочажины, кочки бугров, олиготрофные мочажины, межкочья бугров. Средняя скорость круговорота мортмассы в

экосистемах севера очень низкая и составляет около 30 лет на мерзлый буграх, причем прослеживается тенденция замедления круговорота мортмассы в межкочьях. Быстрое таяние мерзлоты в мезотрофных мочажинах хасыреев в летние периоды приводит к увеличению скорости круговорота до 5 лет.

Выводы

Согласно проведенным исследованиям, современная структура деятельного слоя болотных экосистем лесотундры в пределах ключевого участка зависит от растительного сообщества экосистемы, микрорельефа и наличия мерзлоты. Количество растительного вещества увеличивается в ряду следующих экосистем в зависимости от элементов микрорельефа: мезотрофные мочажины хасыреев, кочки бугров, олиготрофные мочажины, межкочья бугров. На всех элементах рельефа преобладает мортмасса. Количество живой фитомассы определяется типом экосистемы и растительным сообществом. Фитомасса болотных экосистем лесотундры изменяется от 800 до 3100 г/м² и определяется температурным режимом, микрорельефом и видовым составом растительного сообщества.

Литература

Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции. Под ред. Н.Г. Москаленко. М.: Институт криосферы Земли СО РАН. 358 с.

Д.С. Дроздов, Н.Г. Украинцева, А.М. Царев, С.Н. Чекрыгина Изменения температурного поля мерзлых пород и состояния геосистем на территории Уренгойского месторождения за последние 35 лет (1974-2008 годы) // Криосфера Земли, 2010, Т. XIV, №1, с. 22-31.

Л.В. Кирпотина, Н.П. Косых, Миронычева-Токарева Н.П. Продуктивность осоковых болот Горного Алтая // Западносибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее (WSPCC 2011) / Третий Международный полевой симпозиум (27 июня – 5 июля 2011). - Ханты-Мансийск, 2011. – С. 111-114.

Малкова Г.В. Мониторинг температуры и глубины сезонного протаивания пород на стационаре Болванский в дельте Печоры / Материалы 4-й конференции геокриологов России, МГУ им. М.В. Ломоносова 7-9 июня 2011 г. Т.2, ч.5: Региональная и историческая геокриология. – М.: Изд-во Университетская книга, 2011, с. 111-118.

Москаленко Н.Г. Естественная и антропогенная динамика болотных экосистем северной тайги Западной Сибири // Освоение Севера и проблемы природовосстановления. – Сыктывкар: Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, 2010, с. 141-148.

Москаленко Н.Г. Изменения температуры пород и растительности под влиянием меняющегося климата и техногенеза в Надымском районе Западной Сибири // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, №4, с. 18-23.



Влияние условий оттаивания на деформационные свойства оттаивающих грунтов

П.И. Котов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Реферат

Приведены лабораторные данные исследований влияния теплового потока (одностороннего или всестороннего) на деформационные характеристики оттаивающих грунтов массивной и слоистой криогенной текстуры. Выполнено математическое моделирование по программе HEAT с целью выявления зависимости глубины оттаивания от времени. Получены зависимости коэффициента оттаивания и сжимаемости от направленности теплового потока.

Ключевые Слова: Оттаивающие грунты, коэффициент оттаивания, коэффициент сжимаемости

Введение

К настоящему времени накоплен достаточно большой экспериментальный и теоретический материал по вопросам механизма и закономерностей развития осадок оттаивающих грунтов различного состава и строения. Определелись два основных подхода к оценке деформационных свойств: расчетный (по физическим характеристикам) и экспериментальный (определение коэффициентов оттаивания и сжимаемости). На основе первого подхода получено около 15 зависимостей осадки оттаивающих дисперсных грунтов от физических свойств. Их обобщение приведено в работе [1]. Отмечается, что вывод обобщенной корреляционной зависимости осадок при оттаивании от характеристик физических свойств практически невозможен, так как осадки при оттаивании обусловлены многими факторами, неподдающимися количественному определению [1,2]. Поэтому основное внимание при прогнозе осадок оттаивающих грунтов уделяется экспериментальному определению деформационных характеристик.

Полевые штамповые испытания в шурфах и выработках трудоемки и дороги, поэтому не могут быть применены при массовых полевых инженерно-геологических изысканиях. В связи с этим наиболее массовыми являются лабораторные компрессионные испытания. Методика определения деформационных характеристик в одометрах, обеспечивающих плоскопараллельное оттаивание, предложенная Н.А. Цытовичем, не позволяет ввиду трудоемкости проводить лабораторные определения в больших объемах [2]. В настоящей работе выполнены модельные исследования влияния теплового потока на скорость оттаивания образцов и лабораторные компрессионные испытания при плоскопараллельном и всестороннем направлении этих потоков.

Моделирование оттаивания грунта при одностороннем и всестороннем тепловом потоке

Постановка математической модели

Тепловое взаимодействие в системе «литосфера – атмосфера» происходит за счет лучистого,

кондуктивного и конвективного переноса тепла с фазовыми превращениями грунтовой влаги. Однако в такой постановке решения не получены. Все практические методы расчета, в том числе нормативные, изложенные в строительных Нормах и Правилах (СНиП 2.02.04-88), учитывают только кондуктивный механизм переноса тепла, который и был принят в исследованиях.

Кондуктивный перенос тепла описывается эмпирическим законом Фурье, который устанавливает пропорциональную зависимость между плотностью теплового потока q и градиентом температуры T :

$$q = -\lambda \text{ grad} T. \quad (1)$$

где λ – коэффициент теплопроводности.

Из закона Фурье и закона сохранения энергии следует основное уравнение, описывающее процесс теплопроводности:

$$C \partial T / \partial t = \text{div} (\lambda \text{ grad} T), \quad (2)$$

где C – объемная теплоемкость, t – время.

При фазовых превращениях воды в лед и обратно теплопроводность и теплоемкость грунта изменяются, поэтому уравнение теплопроводности записывается отдельно для талой и мерзлой зоны, то есть получается система двух уравнений с двумя неизвестными температурами $T_1(x, y, z, t)$ в талой зоне и $T_2(x, y, z, t)$ – в мерзлой.

Положение границы раздела фаз также является неизвестной функцией времени, которая определяется из специфического условия, выражающего закон сохранения энергии при выделении (поглощении) скрытой теплоты фазового перехода и называемого условием Стефана. Оно относится к классу нелинейных задач, и не имеет не только точных, но и приближенных аналитических решений, за исключением простейших случаев.

При исследованиях использовалась простейшее решение задачи на основе программы Heat [4], разработанная для решения нестационарных нелинейных задач теплопроводности с распределенными теплоисточниками и подвижными фазовыми границами в одно- и двумерных областях, методом конечных разностей с заданием начальных и граничных условий. Начальные условия описывают температурное поле в некоторый момент времени, принимаемый за начало отсчета. Граничные условия

описывают теплообмен рассматриваемой системы с внешней средой.

Назначение граничных условий, состава и теплофизических свойств грунтов

Для решения задачи об оттаивании грунта в

Таблица 1. свойства грунтов, принятые при расчетах

Состав грунта	Суммарная влажность, W_{tot} , %	Влажность за счет незамерзшей воды, $W_{\text{нз}}$, %	Плотность скелета грунта, ρ_d , г/см ³	Коэффициент теплопроводности грунта, Вт/(м·°C)		Объемная теплоемкость грунта, Вт·ч/(м ³ ·°C)		Затраты тепла на фазовые переходы, $Q_{\text{ф}}$, Вт·ч/м ³
				Талого, λ_t	Мерзлого, λ_m	Талого, C_t	Мерзлого, C_m	
Супесь	20	1	1,5	1,86	1,97	435	400	24000

Значение температуры воздуха было принято +20°C, коэффициент теплообмена металла с воздухом 9 Вт/(м²·°C) (условия 3 рода).

Первоначальная температура грунтов в компрессионном приборе составила -2°C.

За начальные условия были взяты размеры обычного компрессионного кольца, имеющего диаметр 7 см и высоту 3,5 см.

Для одностороннего оттаивания в цилиндрических координатах задавалась следующая разбивка: радиус 35 мм, высота 34 мм, разбивка по вертикали и горизонтали на 17 блоков. В верхней части, где происходит взаимодействие металлического штампа с грунтом задавались условия 3 рода, во всех остальных блоках условия 2 рода с нулевым теплотокотом (рис. 1).

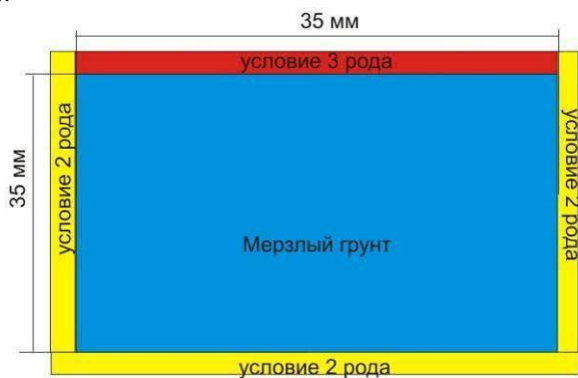


Рис 1. Пример разбивки расчетной области

Для всестороннего оттаивания в цилиндрических координатах задавалась следующая разбивка: радиус 35 мм, высота 17 мм (т.к. происходит оттаивание и половина кольца), разбивка по вертикали и сверху и снизу, поэтому рассматривается лишь горизонтальная 17 частей. В верхней части, где происходит взаимодействие штампа с грунтом, и справа, где происходит взаимодействие стенки кольца с грунтом, задавались условия 3 рода во всех остальных частях условия 2 рода с нулевым теплотокотом (рис 2).

компрессионном приборе задавалась цилиндрическая система координат, и использовались следующие данные. В качестве исходного грунта была взята супесь. Принятые расчетные характеристики даны в таблице 1.

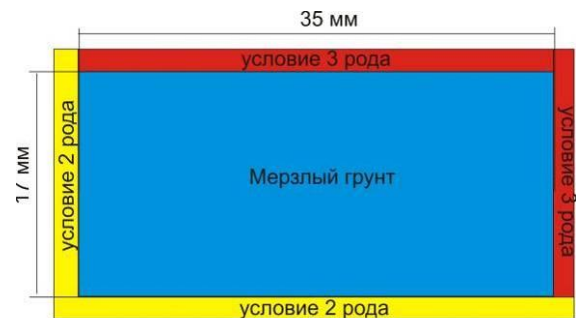


Рис 2. Пример разбивки расчетной области

По данным расчета определялось время, за которое произойдет оттаивание грунта. Далее все данные оставались те же, а менялась только высота образца, чтобы определить зависимость глубины оттаивания от времени оттаивания. В итоге были получены следующая зависимость (рис. 3).

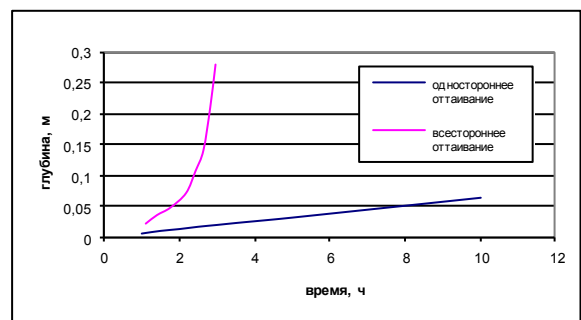


Рис 3. Зависимость глубина оттаивания от времени оттаивания

По известным решениям теплофизики для условий одномерной задачи, глубина оттаивания (h) прямо пропорциональна корню квадратному от времени оттаивания (t):

$$h = \beta_t \sqrt{t},$$

где β_t – тепловой коэффициент, зависящий от теплопроводности, теплоемкости, количества тепла на фазовые переходы, температуры на поверхности оттаивающего грунта и т.д.

Из изложенных теоретических соображений и

результатов непосредственных опытов, проведенных другими исследователями, а также наблюдений в натуре вытекает, что очертание кривых изменения осадок мерзлых грунтов при оттаивании и уплотнении во времени зависит не только от физических свойств оттаивающего грунта и величины внешней нагрузки, но и от температурного режима

нагреваемой поверхности грунта.

По полученным данным осадки грунты при оттаивании и времени оттаивания для одностороннего оттаивания и на основе полученной математической модели для всестороннего оттаивания был вычислен коэффициент β (табл. 2).

Таблица 2. Значение β при разных условиях оттаивания

Наименование грунта	Криотекстура	Вид оттаивания	Плотность, г/см ³	Влажность, %	β
Песок пылеватый	массивная	Одностороннее	1,89	25	2,5
		Всестороннее	1,89	25	1,4
супесь	массивная	Одностороннее	1,77	27	4,7
		Всестороннее	1,77	27	2,4
	слоистая	Одностороннее	1,61	40	6,5
		Всестороннее	1,61	40	3,6
суглинок	массивная	Одностороннее	1,82	28	3,9
		Всестороннее	1,82	28	2,1
	слоистая	Одностороннее	1,51	45	8,8
		Всестороннее	1,51	45	4,6

Как видно из таблицы коэффициент β при всестороннем оттаивании во всех типах грунта меньше. Это свидетельствует о различии в физических и теплофизических свойствах грунтов после оттаивания.

Таким образом, скорость оттаивания при всестороннем и одностороннем оттаивании значительно влияет на физическую сторону процесса консолидации. Так увеличение скорости оттаивания при всестороннем оттаивании на первой ступени приводит к увеличению стабилизированной осадки, более быстрой фильтрации воды из грунта (так как при оттаивании коэффициент фильтрации возрастает на порядки) и как следствие изменение физических свойств грунта после оттаивания. Именно это различие поведения грунтов при оттаивании отражает разницу в деформационных характеристиках при разных условиях оттаивания.

Методика экспериментальных исследований

Экспериментальные исследования деформационных характеристик проводились на образцах нарушенного сложения, отобранных с глубины до 3 м в районе нефтепровода с месторождения Большехетской дифрактометрии, представлены в таблице 3. Гранулометрический состав определялся

ареометрическим методом для глинистых грунтов и ситовым методом для песчаных пород. Результаты анализов приведены в таблице 4.

Таблица 3. Геолого-генетическая характеристика и минеральный состав исследуемых грунтов

Наименование грунта	Генезис, возраст	Общий минеральный состав, %	
Песок пылеватый	<i>pt Q_{III} kz</i>	80,7 6,2 13,1	кварц микроклин альбит
Супесь	<i>la Q_{III} kz</i>	75,1 8,2 5,2 0,5 9,5 1,5	кварц альбит микроклин антофиллит иллит сметтит
Суглинок	<i>a Q_{III} kr</i>	51,1 7,1 18,3 6 7,5 10	кварц микроклин альбит сметтит иллит каолинит

Таблица 4. Гранулометрический состав исследуемых грунтов

Наименование породы	Содержание частиц в каждой фракции, %							
	Диаметр частиц, мм							
	<i>1 - 0,5</i>	<i>0,5 - 0,25</i>	<i>0,25 - 0,1</i>	<i>0,1 - 0,05</i>	<i>0,05 - 0,01</i>	<i>0,01 - 0,005</i>	<i>0,005 - 0,001</i>	<i>< 0,001</i>
Песок пылеватый	1.2	7.5	45.3	30	6	4	4	2
Супесь	0.3	1.0	2.4	38.1	39.3	4.4	10	4.5
Суглинок	0.2	0.1	19.4	43.8	6.0	15.4	4.1	11.0

Геолого-генетическая характеристика и минеральный состав, определенный методом рентгеновской. Образцы имели форму цилиндра диаметром 70 мм и высотой 35 мм. Использовались три образца с одинаковой влажностью и плотностью с заданной массивной или слоистой криотекстурой. Высушенный модельный грунт просеивался через сито диаметром 1 мм. Исходная влажность задавалась увлажнением предварительно охлажденного в камере грунта с дистиллированной водой. Плотность задавалась методом послойного уплотнения. В исходном состоянии образцы грунта характеризовались равномерным распределением влажности и плотности. После приготовления образцы помещались в холодильную камеру при температуре -17°C для создания массивной криогенной текстуры, а слоистая получена путем послойного добавления воды на мерзлую поверхность грунта. Затем образцы выдерживались в течение двух суток при температуре -2°C и помещались в приборы. Первая серия проводилась в одометрах, изготовленных из оргстекла, что обеспечивало тепловую изоляцию образцов по боковой поверхности, позволяя выполнять плоскопараллельное оттаивание (рис. 4). Вторая серия опытов выполнялась в компрессионном приборе (рис. 5).

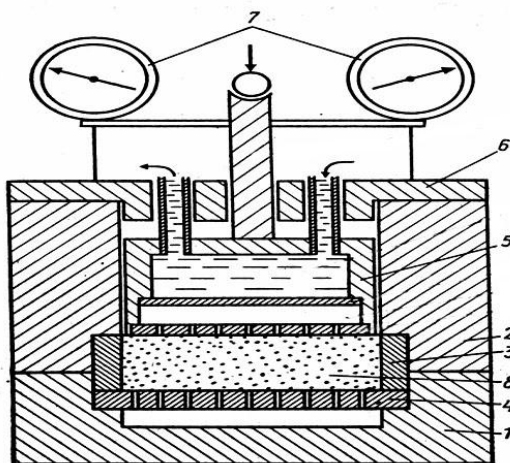


Рис. 4. Схема одометра

1- основание; 2 – направляющий цилиндр; 3 – рабочее нетеплопроводное кольцо; 4 – перфорированный диск; 5 – штамп; 6 – крышка; 7 – индикаторы; 8 – грунт

Испытания по определению характеристик деформируемости оттаивающих грунтов проводится в три этапа:

I этап – уплотнение мерзлого образца при отрицательной температуре, нагрузкой, равной 0, 05 МПа.

II этап – оттаивание образца под этой же нагрузке.

Уплотнение мерзлого и оттаивающего образца проводится до условной стабилизации. За условную стабилизацию принимается изменение показаний индикатора, равное 0,01 мм за 12 ч.

III этап – уплотнение оттаявшего образца ступенчато-возрастающей нагрузкой. После стабилизации деформаций оттаявшего грунта (при

природной нагрузке) нагрузку увеличивали на 0,05 МПа для глинистых грунтов и на 0,075 МПа для песчаных грунтов. Каждая ступень нагрузки удерживалась до условной стабилизации осадки, которая принималась также равной 0,01 мм за 12 часов.

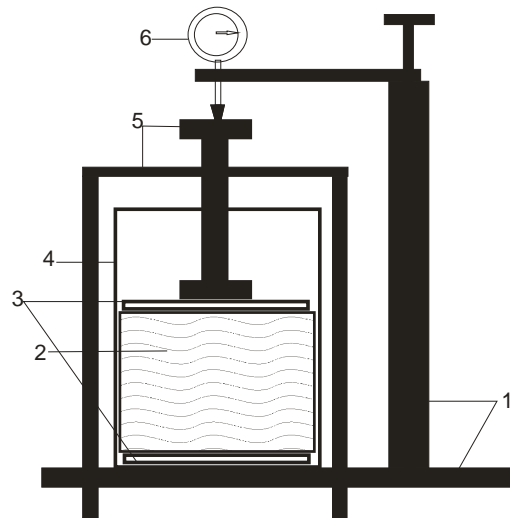


Рис 5. Схема компрессионного прибора

1 – станина; 2 – металлическое кольцо с грунтом; 3 – перфорированные штампы; 4 – внешний цилиндр; 5 – система рычагов для подачи нагрузки; 6 – индикатор.

Общее количество ступеней нагружения было пять.

По полученным данным устанавливалась зависимость относительной осадки при каждой ступени нагрузки от времени (рис. 6 а) и условно стабилизированной осадки от напряжения (рис. 6 б), по которым были определены коэффициент оттаивания (А), равный относительной стабилизированной осадке оттаивания без нагрузки, и коэффициент сжимаемости, (m) вычисляемый как тангенс угла наклона прямой к оси абсцисс (рис. 6 б).

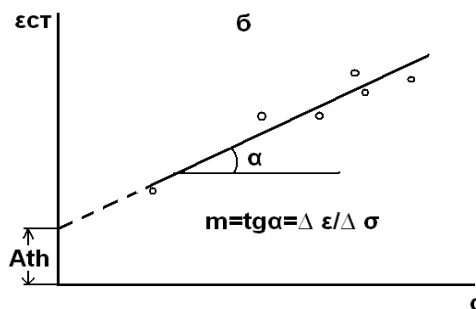
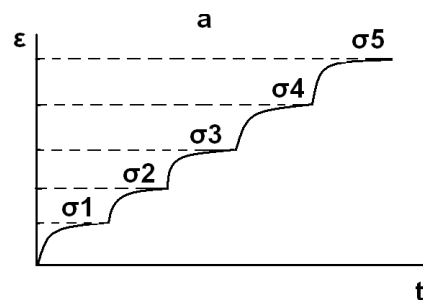


Рис.6. Зависимости развития относительной осадки от времени при каждой ступени нагружения (а), условно-стабилизированной осадки - от напряжения (б)

Результаты

Результаты опытов показали, что значения деформационных характеристик отличаются в зависимости от условий оттаивания. Причем коэффициент сжимаемости увеличивался при одностороннем оттаивании по сравнению с всесторонним (при массивной криогенной текстуре в

песке пылеватом- в 1, 5 раза, в супеси - в 2 раза, в суглинке - в 3 раза, при слоистой - в супеси и суглинке - в 2,5 раза). При этом, коэффициент оттаивания увеличивался в образцах с всесторонним оттаиванием, отличаясь не более чем на 10%.(табл. 5).

Таблица 5. Деформационные характеристики грунтов

Наименование грунта	Криотекстура	Вид оттаивания	Плотность, г/см3	Влажность до оттаивания, %	Влажность после оттаивания и уплотнения, %	m, МПа ⁻¹	A, д.е.
Песок пылеватый	Массивная	Одностороннее	1,89	25	12	0,0403	0,0998
		Всестороннее	1,89	25	7	0,024	0,1063
Супесь		Одностороннее	1,77	27	11	0,0702	0,1927
		Всестороннее	1,77	27	6	0,0349	0,206
Суглинок		Одностороннее	1,82	25	11	0,0945	0,1569
		Всестороннее	1,82	25	7	0,0298	0,1752
Супесь	Слоистая	Одностороннее	1,61	40	16	0,1336	0,3191
		Всестороннее	1,61	40	10	0,0557	0,345
Суглинок		Одностороннее	1,51	45	18	0,1668	0,3622
		Всестороннее	1,51	45	12	0,0774	0,3797

Как можно видеть влажность после оттаивания и уплотнения не была одинаковой в идентичных образцах (табл. 5). Указанное отличие обусловлено не одинаковой фильтрационной способностью приборов в исследуемых условиях оттаивания, что повлияло на значения деформационных характеристик

Как показывают результаты исследований, основная осадка оттаивания в условиях компрессии протекает в период оттаивания. Но при этом для всех видов грунтов отношение осадки оттаивания, которое происходит на первой ступени, к полной стабилизированной осадке (осадке после оттаивания и

уплотнения на 5 ступени) различное (табл. 6). В целом, в образцах массивной криогенной текстуры более 82% осадки происходит при оттаивании. При этом, наибольшие значения характерны для образцов при всестороннем оттаиванием. Это связано с тем, что при мгновенном оттаивании вода быстро фильтруется, а при более медленном оттаивании связанная вода может захватываться поверхностью минеральных частиц, что препятствует ее дальнейшей фильтрации. В песке связанная вода отсутствует, поэтому и условия оттаивания практически не влияли на отношение осадки оттаивания и уплотнения.

Таблица 6 Сопоставление осадок оттаивания и уплотнения

Наименование грунта	Криотекстура	Вид оттаивания	осадка при оттаивании, St	Полная стабилизированная осадка, Sp	St/Sp
Песок пылеватый	массивная	Одностороннее	0,1016	0,1134	0,91
		Всестороннее	0,1052	0,1142	0,92
Супесь		Одностороннее	0,1859	0,2101	0,88
		Всестороннее	0,1962	0,2148	0,91
Суглинок		Одностороннее	0,1574	0,1802	0,87
		Всестороннее	0,1657	0,1825	0,91
Супесь	Слоистая	Одностороннее	0,2992	0,3517	0,85
		Всестороннее	0,3143	0,3573	0,88
Суглинок		Одностороннее	0,3287	0,3997	0,82
		Всестороннее	0,3496	0,3981	0,88

Выводы

Экспериментальные исследования коэффициентов оттаивания и сжимаемости оттаивающих грунтов в зависимости от направленности позволили получить следующие результаты:

1. Условия оттаивания и неодинаковая фильтрационная способность приборов влияют на деформационные характеристики оттаивающих грунтов как массивной, так и слоистой криогенной текстуры. Все данные получены на основе статистической обработке трех одинаковых опытов

Коэффициент оттаивания во всех исследованных грунтах больше при всестороннем оттаивании. Причем это отличие для различных грунтов не превышало 10%.

Коэффициент сжимаемости в образцах с массивной и слоистой криогенной текстурой больше при плоскопараллельном оттаивании по сравнению с всестороннем (в песке в 1, 5 -2 раза, в супеси в 2-2,5 раза, в суглинке в 2,5-3 раза).

2. Осадка оттаивания образцов массивной криогенной текстуры составляет для песков пылеватых 92% от полной стабилизированной осадки, для супесей от 88 до 91 %, а для суглинков от 87 до 91 %. При этом наибольшие значения характерны для образцов с всесторонним оттаиванием.

3. Осадка оттаивания образцов слоистой криогенной текстуры составляет для супесей от 85 до 88 %, от полной стабилизированной осадки, а для суглинков от 82 до 88 %. При этом наибольшие значения характерны для образцов с всесторонним

оттаиванием.

4. С помощью экспериментальных и математических данных выявлена разница в физических и теплофизических свойствах грунтов после оттаивания, таким образом, выявлено, что условия оттаивания влияют на численные значения деформационных характеристик.

5. Определение деформационных характеристик в условиях всестороннего оттаивания позволяет отказаться от термостатирования, сокращает период опытов. Однако, для обеспечения достоверности получаемых результатов необходимо дальнейшее совершенствование методики испытаний и обработки результатов опытных данных, полученных при всестороннем оттаивании.

Литература

- Роман Л.Т. 2002г. Механика мерзлых грунтов. МАИК «Наука/Интерпериодика» 221 с.
- Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. М., «Высшая школа». 1973, 465с.
- ГОСТ 12248-96 Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости.
- Емельянов Н.В., Пустовойт Г.П., Хрусталева Л.Н., Яковлев С.В. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечноммерзлыми грунтами. Свидетельство №940281 от 12.07.1994. Рос АПО/.

Подземные льды криолитозоны

Л.Н. Крицук

*Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии
(ВСЕГИНГЕО), Москва, Россия*

Реферат

В докладе приведены результаты многолетних геокриологических исследований автора на Севере Западной Сибири. Комплексными исследованиями института ВСЕГИНГЕО на трассах газопроводов и площадях нефтегазовых месторождений полуостровов Ямал и Гыдан были установлены основные морфологические особенности исследованных подземных льдов; ландшафтные индикаторы их близкого к поверхности залегания; генетические критерии льдов и разработана комплексная методика их изучения и картографирования. Проведенные исследования позволили автору выявить основные закономерности формирования и пространственной изменчивости геокриологических условий и их особенности в пределах различных частей криолитозоны Западной Сибири; предложить оригинальное решение остродискуссионной проблемы происхождения мощных залежеобразующих подземных льдов и по-новому взглянуть на плейстоценовую историю региона.

Ключевые Слова: Гидрохимия; изотопия; индикация; криогидротектоника; подземные льды; разломы.

Введение

Известно, что подземные льды (широко развитые в арктических и субарктических районах криолитозоны) представляют собой неотъемлемую составную часть толщи мерзлых пород, обуславливающую специфику их физико-механических свойств и потенциальную опасность для хозяйственного освоения криолитозоны. В настоящее время проблема происхождения и размещения в пространстве крупных ледяных тел в связи с развитием нефтегазового комплекса на севере Западной Сибири переросла в важнейшую инженерно-геологическую задачу, поскольку с вытеснением этих природных образований связаны многочисленные аварии на разведочных и промысловых скважинах и элементах инфраструктуры. Особую сложность представляет выявление на местности и картографирование не выраженных в рельефе мощных залежеобразующих подземных льдов, происхождение которых до сих пор является предметом острой дискуссии. Ключом к решению этой фундаментальной проблемы является выявление природы материнской воды подземных льдов разных типов и механизма их образования

Объекты и методика исследований

В 1978г в институте ВСЕГИНГЕО были поставлены многолетние работы по изучению мощных подземных льдов на севере Западной Сибири. Подземные льды фиксировались в процессе региональных инженерно-геокриологических работ на ключевых участках по проектируемым трассам газопровода Ямал-Центр и на площадях газоконденсатных месторождений в береговых обнажениях, при бурении скважин, глубиной до 10-15м, а также по данным электроразведочных работ до глубины 100м и более. Параллельно с региональными работами проводились, под методическим руководством и при непосредственном участии автора доклада, детальные комплексные исследования подземных льдов на

специально выбранных опытных участках, в пределах которых имелись их обнажения.

В течение девяти лет комплексные исследования были проведены на шести Опытных участках, три из которых неоднократно посещались прежде многими исследователями, как российскими, так и зарубежными: на полуострове Ямал - в районе м.Харасавей; в долине р.Сеяха (Бованенковское ГКМ); на площади СреднеЯмальского ГКМ; в районе полярной станции Марре-Сале, а также в долинах рек Тадибеяха и Юрибей на Гыданском полуострове. Местоположение опытных участков приведено на рис.1.

На следующих рисунках (рис.2-5) приведены авторские фотографии обнажений некоторых изученных опытных участков.

Перед комплексными исследованиями подземных льдов были поставлены следующие задачи:

1. Определение морфологии и размеров крупных ледяных тел, обнажавшихся в береговых обрывах рек, озер и на морском побережье.

2. Выявление генезиса материнской воды ледяных залежей и механизма ее замерзания.

3. Выяснение закономерностей распределения макроледяных тел в пространстве.

При изучении ледяных залежей на опытных участках был применен уникальный комплекс методов исследования. Он включал как традиционные криолитологические методы изучения обнажений, так и дистанционные (комплекс геофизических методов, дешифрирование АФС и КС разных масштабов, аэровизуальные и аэрофотосъемочные работы); крупномасштабные наземные топогеодезические работы, а также большой объем бурения скважин, глубиной до 15-20м с тщательным описанием и фотографированием керна и массовым отбором образцов льда и вмещающих его грунтов на лабораторные анализы (литологический состав, влажность-льдистость ММП, химический и изотопный состав грунта, воды и льда и др.). Это позволило провести статистическую обработку полученных фактических данных.

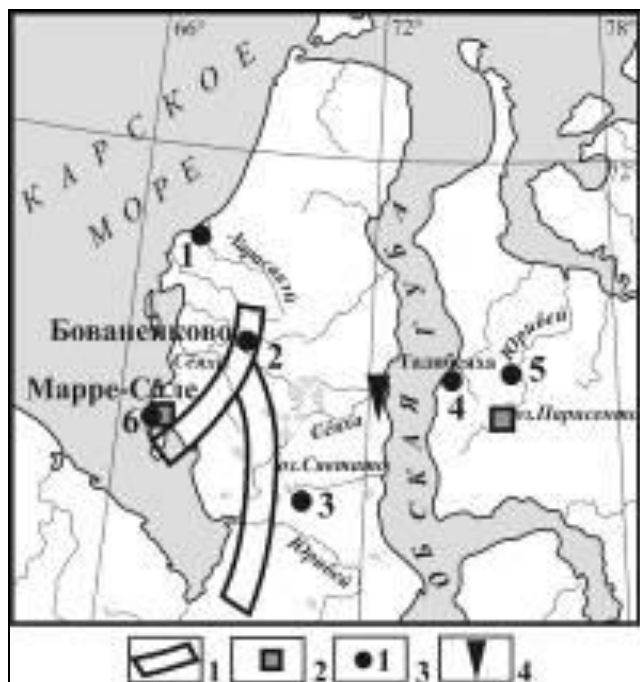


Рис. 1. Схема инженерно-геокриологических работ ВСЕГИНГЕО на севере Западной Сибири. 1 - площадь работ ВСЕГИНГЕО, 2 - геокриологические стационары ВСЕГИНГЕО, 3 - опытные участки изучения подземных льдов, 4 - мощные жильные льды.



Рис. 2. Куполовидное обнажение слоистого подземного льда в долине р.Сейха (Мутная). Западный Ямал, 1980г.



Рис. 3. Обнажение горизонтально-слоистого подземного льда под слоем мелкооскольчатых алевролитических глин на правом берегу р.Сейха(Мутная), 1985г.



Рис. 4. Обнажение горизонтально-слоистого подземного льда в основании древнего термоцирка на левом берегу р.Юрибей. Центральный Гыдан, 1984г.



Рис. 5. Симбиоз мощной ледяной жилы и горизонтально залегающей линзы с апофизами льда в долине р. Юрибей (Гыдан), 1984г.

Результаты исследований

1. Для решения первой задачи на опытных участках применялся комплекс геофизических работ: электропрофилирование (ЭП) и вертикальное электротондирование (ВЭЗ) с последующим детальным разбуриванием закрепленных на местности пикетов. На некоторых участках применялись сейсмические, магнитные и гравиметрические методы.

Физической основой использования геофизических методов для изучения подземных льдов является резкое различие физических свойств воды, льда и горных пород: плотности, удельного сопротивления, магнитных свойств, скорости прохождения сейсмических волн и т.д. Пример подобного симбиоза приведен на Рисунках 6 и 7.

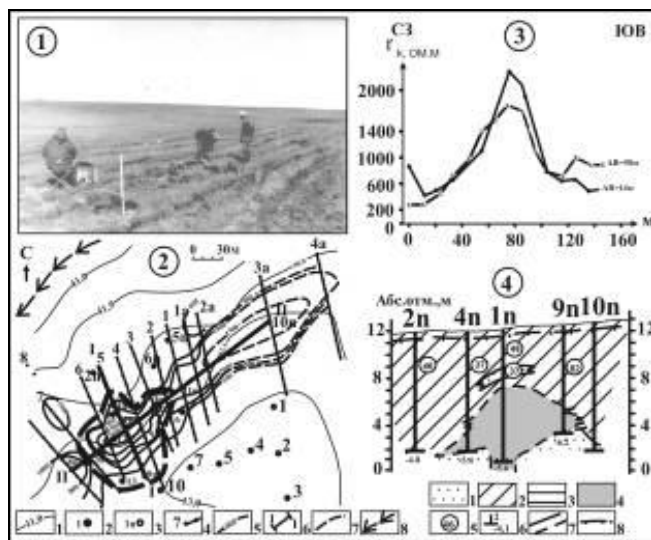


Рис. 6. Результаты геолого-геофизических работ ВСЕГИНГЕО на мысе Харасавэй в 1978г. 1 - плоская поверхность морской террасы с глубоко залегающим ледяным куполом; 2 - схема изоомов детального электропрофилирования: 1-изолинии рельефа; 2-буровая скважина Института связи; 3-буровая скважина ВСЕГИНГЕО; 4-линия и точки электропрофилирования; 5-изолинии на разносах АВ=50м; 6-линия криолитологического разреза; 7- предполагаемая граница ледяного тела; 8-направление течения воды в русле ручья. 3 - графики электропрофилирования на разных разносах. 4 - геокриологический разрез, вскрывший ледяное тело: 1- песок; 2-суглинок; 3-глина; 4-лед; 5-средняя влажность грунтов; 6-буровая скважина ВСЕГИНГЕО; 7- литологическая граница (установленная, предполагаемая); 8-граница ММП.

Зоны разлома на Рисунке 7 определены магнитным и гравиметрическим методом (Матвеев и др.1990).

2.Выявлению генезиса материнской воды ледяных залежей и механизма ее замерзания способствовало широкое применение на опытных участках взаимодополняющих изотопно-гидрохимических методов исследования самого льда и вмещающих его пород (Анисимова и Крицук 1983, Крицук и Поляков 1989, Kritsuk и Polyakov 1993.). Научной основой использования этих методов для генетических и палеогеографических реконструкций явились физические закономерности формирования изотопного состава водных молекул различных природных объектов и изменения химического состава промерзающей в разных условиях воды за счет криогенной метаморфизации и концентрирования ионов, установленные зарубежными и отечественными исследователями (Анисимова 1983, Michel 1984, Souchez & Jouzel 1984).

Сравнительный анализ данных массового определения изотопного и химического составов подземных льдов и природных вод позволил выявить их генетические связи; установить генезис материнской воды; условия промерзания мерзлых пород; механизм образования различных типов подземных льдов и их относительный возраст, а также оценить современные и древние гидрогеологические условия региона.

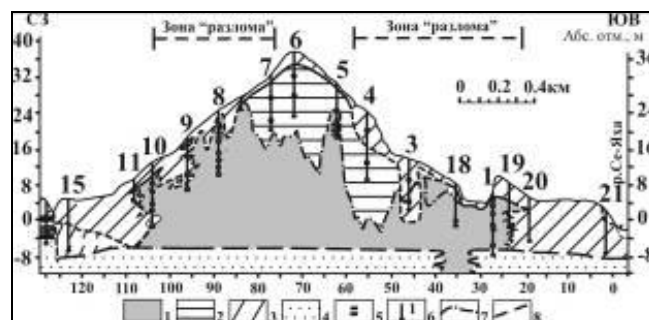


Рис. 7. Результаты комплексного изучения геокриологического разреза с мощным ледяным телом в долине р.Сеях (Мутная) в 1985г. 1-подземный лед; 2-глина; 3-суглинок; 4-песок; 5-прослой льда; 6-буровая скважина ВСЕГИНГЕО; предполагаемые границы ледяного тела : 7- верхняя; 8- нижняя.

Статистический анализ результатов массового определения изотопного состава подземного льда и природных вод региона выявил генетическую связь между подземными льдами разной морфологии и разногенетическими природными водами (рис. 8).

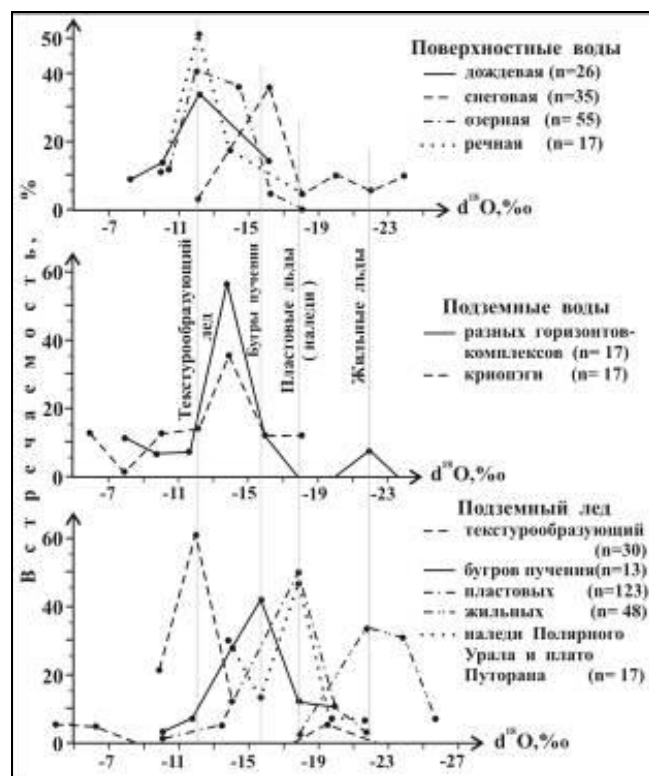


Рис. 8. Изотопный состав кислорода подземных льдов Ямала и Гыдана и их связь с природными водами

На этом рисунке отчетливо видно, что в образовании подземных льдов принимали участие различные природные воды (преимущественно метеогенные: подземные и поверхностные). Однако по модальным значениям кривых распределения изотопа кислорода-18 в различных природных объектах четко прослеживается генетическая связь **пластовых льдов** с наледями структурного обрамления Западно-Сибирской плиты (Полярного Урала и плато Путорана), **текстуробразующих** – с

современными летними осадками, речными и озерными водами, а **жильных** – с древними подземными водами юга Западной Сибири. Не менее четкая связь подземных льдов разной морфологии с природными водами прослежена и в особенностях их химического состава (рис. 9).

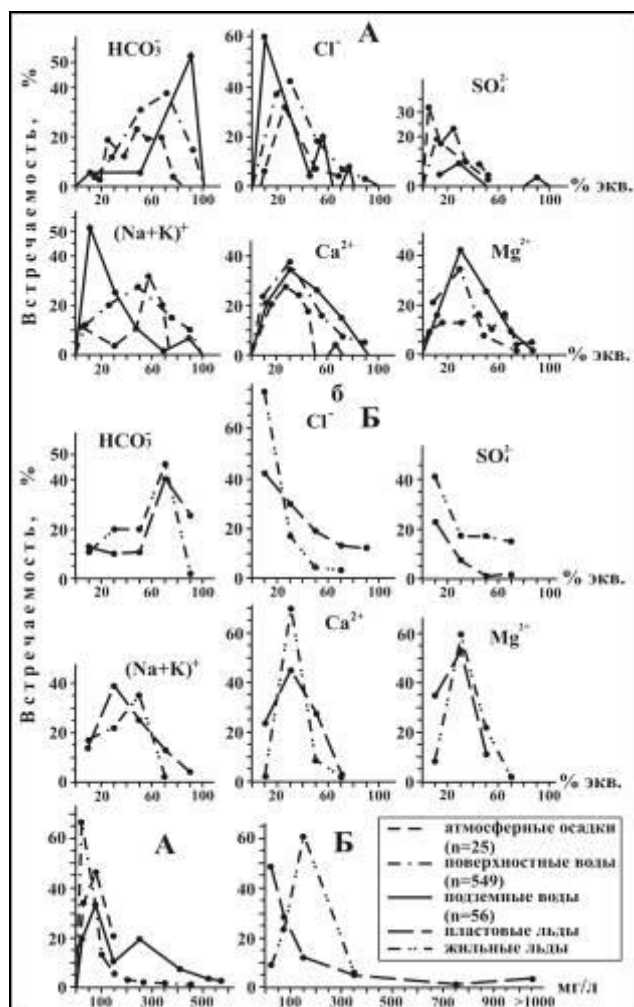


Рис. 9. Химический состав природных вод (А) криолитозоны Западной Сибири и подземных льдов (Б) полуостровов Ямал и Гыдан

Рисунок демонстрирует пресный и ультрапресный преимущественно гидрокарбонатный натриево-кальциево-магниевый химический состав пластовых льдов, характерный для межмерзлотных вод Пур-Надымского междуречья, наледей Полярного Урала и плато Путорана (Крицук 2010); а также повышенное содержание ионов магния, высокую минерализацию и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый или натриевый состав мощных жильных льдов, что свидетельствует о различной степени криогенной метаморфизации и концентрирования ионов их материнской воды. Подобное распределение ионов в подземных льдах свидетельствует об инъекционном механизме заморзания их материнской воды (Анисимова 1981).

3. Закономерности распределения в пространстве крупных ледяных залежей были установлены на основе совместного анализа результатов комплексного изучения подземных льдов на опытных

участках, материалов региональных работ, морфологического анализа рельефа, а также изучения гидрогеологических условий и анализа геолого-структурных карт.

Оказалось, что все изученные опытные участки, также как и другие известные в литературе обнажения подземных льдов Ямала и Гыдана, расположены на площадях локальных структур платформенного чехла Западно-Сибирской плиты, которые в свою очередь связаны с зонами глубинных разломов фундамента.

Геолого-геофизическими исследованиями второй половины XX столетия в пределах Западно-Сибирской плиты было установлено блоковое строение фундамента, широкое развитие разломной тектоники, как фундамента, так и платформенного чехла и высокая тектоническая активность региона на кайнозойском этапе (Шаблинская 1982). Вследствие унаследованности развития основные тектонические элементы фундамента (крупные кольцевые структуры, глубинные разломы) и платформенного чехла (геологические структуры различных порядков и разломы) оказываются выраженными в рельефе и гидросети и хорошо дешифрируются на КС и АФС мелкого масштаба.

Особенности тектонического развития локальных структур в кайнозое предопределили значительную сложность гидродинамических условий региона накануне промерзания территории, в периоды частичного протаивания мерзлых толщ и в настоящее время.

С активным ростом локальных тектонических структур в кайнозое и гидродинамической спецификой оказалось связано формирование ослабленных зон и разрывных нарушений как в пределах самих структур так и, особенно, в краевых частях блоков, испытывавших дифференцированные разнонаправленные или разно-амплитудные движения.

Широкое развитие мезокайнозойской разломной тектоники в пределах локальных структур платформенного чехла (отражаемой в современном рельефе и гидросети прямолинейными и дугообразными морфографическими элементами) превратило их в своеобразные адартезианские бассейны с наличием в их пределах трещинно-пластовых подземных вод. По данным гидрогеологического изучения нефтегазовых месторождений (НГМ) в криолитозоне Западной Сибири установлены: низкая минерализация (от 3-5 до 7-10 г/л) и отсутствие вертикальной гидрохимической зональности глубинных подземных вод, их преимущественная бессульфатность; мозаичная картина распределения напоров пластовых вод и их гидрохимического состава; «столбообразное» распределение в пределах локальных структур повышенных и аномально высоких пластовых давлений (ППД и АВПД) в водонасыщенных и продуктивных пластах мезозойских (и домезозойских) отложений, наиболее ярко выраженное в разрезе многопластовых НГМ Ямала и Надым-Пурского междуречья. (Кругликов и др. 1985). Превышение на 3-6 порядков вертикальных напорных градиентов над латеральными (вместе с

гомогенным гидрохимическим и аномально легким изотопным составом кислорода глубинных подземных вод) является свидетельством движения подземных вод разных горизонтов и комплексов по системе тектонических трещин и активного проявления современных неотектонических движений.

Именно с этими тектонически ослабленными зонами, как показали детальные инженерно-геокриологические исследования ВСЕГИНГЕО, связано распределение сильнольдистых ММП и подземных льдов в пределах площадей НГМ на полуостровах Ямал и Гыдан или области питания и разгрузки межмерзлотных подземных вод Пур-Надымского междуречья (рис. 10).

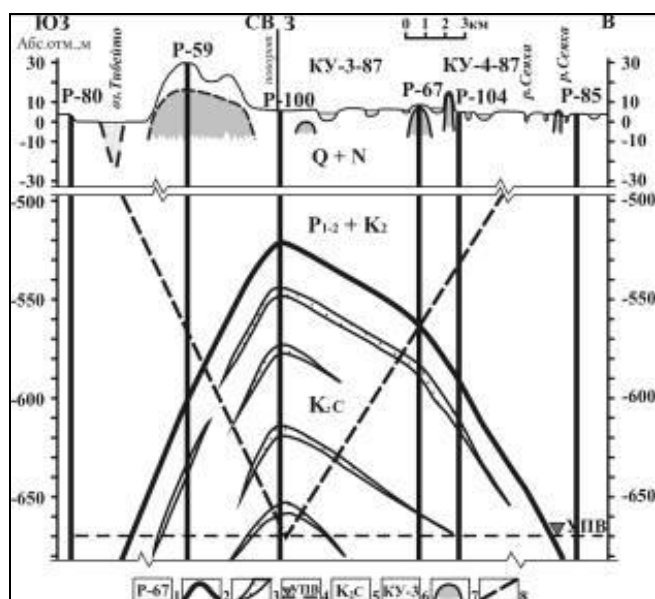


Рис.10.Связь гидросети и мощных пластовых льдов в долине р. Сеяха (Мутная) с геолого-структурными факторами. (Бованенковское ГКМ). 1-разведочная скважина; 2-кровля сеноманских отложений; 3-песчаные слои; 4-уровень подземных вод; 5-геологический индекс пород; 6-участок работ ВСЕГИНГЕО; 7-подземный лед; 8-предполагаемые зоны разломов.

В рельефе участков с мощными ледяными залежами широко развиты кольцевые и линейные морфоструктуры и морфоскульптуры, с которыми связано современное существование либо наличие в прошлом подземных льдов разной морфологии и размеров. Эти структуры были названы мною криогидрогенными или криогидротектоническими (Крицук 2001).

На топографических картах разного масштаба, космических и аэрофото- снимках различных районов криолитозоны Западной Сибири отчетливо выделяются многочисленные округлые и линейные формы рельефа (разного порядка), создающие в комплексе концентрически-радиальный рисунок эрозионной речной и овражно-балочной сети – аналога неотектонических кольцевых структур центрального типа. Подобным образом выглядят в рельефе и неотектонические морфоструктуры, соответствующие локальным структурам платформенного чехла II и III порядков, с которыми

связаны НГМ. Купольные части этих морфоструктур являются водоразделами крупных или средних рек, тогда как концентрические элементы представлены дугообразно изогнутыми (а радиальные – прямолинейными) участками притоков рек и овражно-балочной сетью. Как криогидрогенные, так и посткриогенные морфоструктуры (и морфоскульптуры) прекрасно дешифрируются на средне- и крупно- масштабных АФС, а ареалы их распространения хорошо выделяются и на космических снимках. Примером классической криогидрогенной морфоструктуры может служить концентрически-радиальная система логов, радиусом около 0,5 км, хорошо изученная на площади стационара ВСЕГИНГЕО в р-не Марре-Сале (рис. 11).

На рисунке контуром показана полукольцевая морфоструктура, а стрелками и цифрами – изученные крупные обнажения подземных льдов.

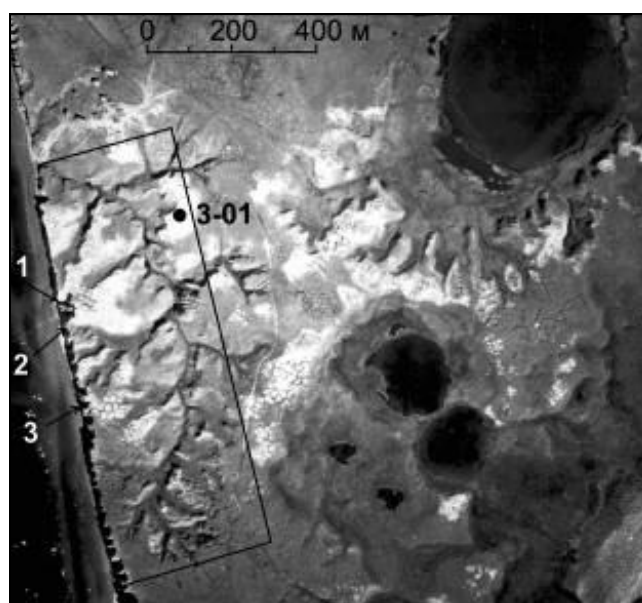


Рис.11. Крупномасштабный АФС опытного участка №6 (Марре-Сале) на Западном побережье п-ова Ямал. (3-01 – глубокая буровая скважина, вскрывшая подземный лед в интервале 5-12м)

Заключение

Выполненные комплексные исследования подземных льдов Ямала и Гыдана вместе с анализом геолого-структурных и гидрогеологических особенностей регионов позволили автору доклада предложить оригинальную гипотезу их происхождения. Согласно этой гипотезы мощные пластовые и жильные подземные льды Ямала и Гыдана представляют собой элементы специфических криогидрогеологических систем (связанных с локальными геологическими структурами платформенного чехла), включающих в себя поверхностные и подземные воды, а также подземные льды разной морфологии и размеров. Первоначальное формирование этих систем было обусловлено промерзанием древних тектонических озерных впадин и речных долин с возникновением многочисленных закрытых систем промерзания, что, кстати говоря, установлено и для севера Канады

(Маскау 1979). Разнопериодные циклические колебания климата в плейстоцене и голоцене приводили к многократному полному или частичному протаиванию мерзлой толщи и содержащегося в ней льда с формированием посткриогенных морфоструктур и повторному промерзанию горных пород и подземных вод с формированием специфических форм рельефа - криогидрогенных морфоструктур и морфоскульптур.

Следы существования древних жилых систем запечатлены в морфологии рельефа, гидро- и термоэрозийной сети разных районов криолитозоны.

Выраженность в рельефе и отличная дешифрируемость индикаторов этих морфоструктур является методической основой их картографирования в различном масштабе (Крицук 2010).

Установленная пространственная (а, следовательно, и генетическая) связь мощных ледяных залежей с зонами региональных разломов позволяет утверждать, что подобный генезис имеют подземные льды и в других регионах криолитозоны: Сибири, Аляске, Канаде. Анализ всех доступных автору материалов по местоположению известных районов с мощными подземными льдами, нанесение их на карту разломов и дешифрирование космических снимков высокого разрешения участков с ледяными залежами со всей определенностью свидетельствуют об их взаимосвязи.

Благодарности

Автор глубоко благодарен доктору геолого-минералогических наук, профессору О.Н.Толстихину за высокую оценку ее исследований и полученных результатов.

Литература

- Анисимова Н.П. 1981. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск, Наука: 153с. *(на русском языке)*
- Анисимова Н.П. и Крицук Л.Н. 1983. Использование криохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда. Проблемы геокриол. М., Наука: 230-239. *(на русском языке)*
- Крицук Л.Н. 1990. Подземные и поверхностные льды Западной Сибири в плейстоцене. Материалы гляциологических исследований. АН СССР, вып.69, М.: 93-102. *(на русском языке)*
- Крицук Л.Н. 2001. Криогидротектоника и подземные льды Западной Сибири. Материалы Второй конференции геокриологов России. М., Изд-во МГУ, Т.3: 155-163. *(на русском языке)*
- Крицук Л.Н. 2005. Жильные льды Ямала и Гыдана. Материалы Третьей конференции геокриологов России. М., Изд-во МГУ, Т.3: 145-154. *(на русском языке)*
- Крицук Л.Н. 2010. Подземные льды Западной Сибири. Изд. «Научный мир», Москва, 350с. *(на русском языке)*
- Крицук Л.Н. и Анисимова Н.П. 1985. Химический состав пластовых льдов и их связь с подземными водами. Криогидрогеологич. исследования. Якутск, СО АН СССР: 94-108. *(на русском языке)*
- Крицук Л.Н. и Поляков В.А. 1989. Изотопные исследования природных вод и подземных льдов Западной Сибири. М., Инженерная геология. № 4: 76-94. *(на русском языке)*
- Кругликов Н.М., Нелюбин В.В. и Яковлев О.Н. 1985. Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазового мегабассейна и особенности формирования залежей углеводородов. Л., Недра: 279с. *(на русском языке)*
- Матвеев В.С., Крицук Л.Н. и Баскакова И.Н. 1990. Использование магнитного и гравиметрического методов при изучении подземных льдов. Инженерная геология № 3: 85-90. *(на русском языке)*
- Шаблинская Н.В. 1982. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. Ленинград, Недра: 155с. *(на русском языке)*
- Kritsuk L.N. & Polyakov V.A. 1993. Isotopic and chemical composition of ground ice in West Siberia. Permafrost Sixth International Conference. Proceedings, Beijing, China. South China University of Technology Press., vol.1: 897-903.
- Mackay J.R. 1973. Problems in the origin of massive ice beds. Western Arctic, Canada Sec. Intern. Confer.on. Permafrost. North American Contrib. National Academ. Of Sci. Washington, D.C.: 233-238.
- Mackay J.R. 1979. Pingos of the Tuktojaktuk Peninsula Northwest territories. Geog.phys.Quat., vol. 33, No 1: 3-61.
- Michel F.A. 1986. Isotope geochemistry of frost-blister ice. North Fork Pass, Yukon, Canada. Canadian journal of Earth sciences, vol. 23, No.4: 543-549.
- Souchez R.A. & Jouzel J. 1984. On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}O$ of water and ice During freezing. The Journal of Glaciology, vol.30, No.106: 369-372.

Проблемные аспекты изучения и освоения Арктической криолитозоны

В.С.Круподеров, В.А.Дубровин

*Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии
(ВСЕГИНГЕО), Москва, Россия*

Реферат

В статье рассмотрены современные проблемы изучения и освоения арктических регионов криолитозоны страны. Вынесены на обсуждение основные пути их решения.

Ключевые слова: Криолитозона, мониторинг, многолетнемерзлые породы, геоэкологический полигон.

Введение

Известно, что около 11 млн. кв. км из 17, которые приходится на нашу страну, занимает криолитозона. Это огромный по площади «пирог» из многолетнемерзлых горных пород различного состава и генезиса, с отрицательной температурой и ледяными включениями от льда-цемента до макроледяных тел мощностью до десятков и протяженностью до сотен метров, и флюидами разнообразного химического состава. По площади криолитозона России больше таких стран как Канада, США или Китай. Мощность криолитозоны – изменяется от нескольких метров до 1.5 км. Криолитозона включает в себя и перекрывает собой большую часть минерально-сырьевых ресурсов страны – золото, олово, ртуть, алмазы, нефть, газ и т.п. и каковы бы ни были условия, способы и технологии добычи этих полезных ископаемых, в недрах и на поверхности происходят значительные изменения естественных условий на площадях освоения.

Несмотря на чрезвычайно масштабное значение криолитозоны в вопросах формирования экологической обстановки в сфере недропользования, строительства и эксплуатации промышленных и гражданских объектов, сохранения рекреационных территорий и т.п., до сих пор не существует ни одной государственной программы комплексного ее изучения.

Интенсивное внедрение техногенеза за последние 30-40 лет в ранее необжитые, труднодоступные и малоизученные арктические регионы криолитозоны возлагает на государство и общество особую ответственность за экологические последствия на этих территориях. В этой связи представляется, что основными проблемами, требующими решения, являются:

1. Разработка концептуального подхода, методов и масштабов геологического (гидрогеологического, инженерно-геологического, геокриологического и геоэкологического) изучения вновь осваиваемых территорий.

2. Повышение требований к проектированию объектов добывающей промышленности и транспортным коридорам, в части разработки инженерных мероприятий, предупреждающих развитие нежелательных термодинамических и

опасных криогенных процессов, а также способов утилизации промышленных и бытовых отходов.

3. Создание системы независимых экспертных советов из представителей профильных институтов для обсуждения концептуальных положений и этапов реализации проектов хозяйственного освоения новых арктических регионов криолитозоны, включая береговую зону и шельф северных морей.

4. Изменение сложившихся узковедомственных подходов к использованию и хранению материалов геологических исследований, не представляющих государственную тайну.

5. Экстренная необходимость разработки и выпуска транспортной техники для работы геологических организаций в летний период в арктических регионах страны.

6. Изучение опыта освоения и экологических последствий в нефтегазовых регионах Севера Западной Сибири.

Основная часть

1. Для территории криолитозоны концепция опережающего изучения территорий на основе государственной геологической и комплексной гидрогеологической – инженерно-геологической съемки масштаба 1:200 000 не представляется возможным не только по финансовым соображениям, но и по дальнейшему предназначению и использованию этих дорогостоящих материалов. Для основных потребителей геологической информации – отраслевых недропользователей – подготовка проектов разработки месторождений или их доразведки на суше и на море начинаются, как правило, с масштаба 1:100 000, и в этом случае материалы государственной съемки масштаба 1:200 000 являются явно недостаточными.

Кроме того, в настоящее время темпы гидрогеологического картографирования в масштабе 1:200 000 территории страны (вне криолитозоны) в рамках государственного финансирования не превышают 3-4 листов в год. Если предположить, что подобные методы и темпы изучения будут применены для обеспечения развития минерально-сырьевой базы Севера или Восточной Сибири, то по самым скромным оценкам на это понадобится чуть более полутора веков. В этой связи актуальной представляется необходимость разработки экологической доктрины недропользования в

арктических регионах, включая зону шельфа. Эта доктрина должна базироваться на сосредоточении полного комплекса опережающих региональных и мониторинговых работ инженерно-геологического, гидрогеологического и геокриологического содержания на наиболее перспективных для освоения территориях, образующих систему государственных геокриологических (геоэкологических) полигонов [Дубровин 2001, 2009]. Учредителями этих полигонов должны являться государство, региональные власти субъектов федерации и недропользователи. Геокриологические (геоэкологические) полигоны должны создаваться как на территории перспективного хозяйственного освоения криолитозоны, так и на площадях действующих промышленно-энергетических комплексов, деятельность которых представляет серьезную угрозу экологической (природной) безопасности в регионе.

Целевое направление работ на полигоне и основные результаты этих работ должны обеспечить:

- недропользователя – информацией о наличии потенциальных геоэкологических опасностей при освоении месторождений на всех стадиях геолого-разведочного процесса от изучения до консервации;
- органы управления фондом недр – материалами периодического контроля за соблюдением норм и правил экологически безопасного ведения разведочных и эксплуатационных работ на площадях месторождений полезных ископаемых и прилегающей территории в зоне активного и пассивного экологического воздействия техногенеза;
- территориальные административные органы – материалами по экологической оценке осваиваемых территорий.

Первая из указанных задач решается с использованием материалов площадных инженерно-геокриологических и гидрогеологических работ и фоновых мониторинговых наблюдений на региональных стационарах. Вторая – по данным объектного мониторинга и результатам специальных контрольных обследований. Третья – на основе изучения опыта освоения различных по сложности регионов криолитозоны. Главным итогом этих исследований должны стать результаты мониторинговых работ, текущие и прогнозные оценки состояния недр и природной среды, а также разработки НИР, включая нормативно-правовые документы, регламентирующие экологически безопасное освоение недр в регионе.

Полигоны должны создаваться за несколько лет (не менее 5-6 лет) до начала активной фазы освоения территории. На первоначальном этапе здесь необходимо провести комплексную геокриологическую, инженерно-геологическую и гидрогеологическую экспресс-съемку масштаба 1:500000 и мониторинговые гидрогеологические и геокриологические исследования в течении не менее 2-3 лет. Указанный масштаб съемки и картографирования, на наш взгляд, является наиболее оптимальным для отображения региональных особенностей и характеристик криолитозоны и

одновременно служит удобной основой для составления экологического портрета осваиваемой территории с возможностью детального отображения в обобщенном виде объектов недропользования и транспортных коридоров. Этот масштаб региональных исследований несправедливо игнорируется.

Экспресс-съемка и картосоставительные работы выполняются на основании дешифрирования АФС и КС, фондовых данных и маршрутных обследований, геофизических работ и бурения ограниченного числа опорных скважин. В процессе дальнейших исследований и создания наблюдательной мониторинговой сети полигона (бурения наблюдательных скважин, геофизических работ, проведения наблюдений и т.п.) эти карты уточняются. На последующих этапах работ, а именно, при передаче нераспределенного фонда недр в пользование, на площади полигона с учетом принципиальной схемы освоения месторождений полезных ископаемых намечаются ключевые участки (КУ) для геокриологической (гидрогеологической) съемки масштаба 1:100 000. Эту съемку на КУ (как обязательную для полигона) при подготовке материалов на стадии обоснования инвестиций, должен осуществлять инвестор в рамках лицензионного соглашения на геологическое изучение недр или недропользование. Таким образом, к моменту передачи месторождений в пользование для территории геокриологического полигона составляется исходная карта (масштаба 500 000 – 100 000) для разработки в последующем геоэкологической модели осваиваемого региона. Эта картографическая модель наполняется данными мониторинговых наблюдений как за счет фонового, так и объектного мониторинга.

Важно отметить, что состояние научно-методической базы государственного мониторинга состояния недр (ГМСН) в настоящее время не отвечает современным требованиям только потому, что она не рассматривает криолитозону как объект исследований и мониторинговых наблюдений. По нашему мнению, структура ГМСН обязательно должна включать в себя блок криолитозоны» на уровне подсистемы.

Разработка Генеральной схемы опорной сети фоновых геокриологических стационаров, региональных наблюдательных профилей скважин и площадок, оснащенных автономными автоматизированными средствами наблюдений, для территории криолитозоны, включая береговую зону и мелководный шельф арктического бассейна, для изучения и оценки влияния периодических колебаний климата (глобальных изменений) должна явиться одной из первоочередных задач государственного мониторинга состояния недр (геологической среды). Важно подчеркнуть, что если для территории криолитозоны опыт ведения региональных и мониторинговых работ имеется, то для геокриологических исследований в пределах мелководной части шельфа арктических морей он практически отсутствует. По мере комплексного изучения полигона данные о его условиях и строении

могут экстраполироваться на прилегающую территорию. за счет экстраполяции данных на прилегающую территорию.

Очевидно, что только в этом случае вновь осваиваемая территория может обрести «хозяина», отвечающего за экологические последствия на протяжении всего цикла освоения, начиная с разведочных работ и заканчивая ликвидацией месторождения.

Все нормативно-методические документы, регламентирующие деятельность на территории полигона, должны носить обязательный характер. Этот подход позволит сконцентрировать финансовые средства на решение приоритетных задач обеспечения экологической безопасности регионов и определить степень ответственности за состояние и охрану недр осваиваемых территорий между государством, субъектом федерации и недропользователями.

2. Необходимость повышения экологических требований к проектированию инфраструктуры добывающей промышленности продиктована рядом фактов, ставших известными при знакомстве с материалами «Программы комплексного освоения месторождений углеводородного сырья Ямало-Ненецкого автономного округа и Севера Красноярского края» (далее «Программой...») и другими документами. В программных документах полностью отсутствуют разделы гидрогеологического изучения территории и оценки взаимодействия подмерзлотных вод, различной минерализации (от 3 до 5-10 г/л) и напорами (от 10 до 25 атм) с конструкциями добывающих скважин. Недооценка этого взаимодействия может серьезно повлиять на устойчивость этих сооружений в период их эксплуатации. Не упоминается также необходимость изучения и учета перераспределения снежного покрова на осваиваемой территории. Влияние этого фактора настолько велико, что ни какие глобальные изменения климата просто не сопоставимы с ним. Расчеты и натурные данные показывают, что увеличение мощности снежного покрова с 0,3-0,4 м до 1,5 - 2,0 м может обусловить в северных широтах повышение температуры грунтов на глубине 10 м в течении 4-5 лет на 3°C. Маршрутное обследование строящихся объектов I нитки газопровода Бованенково-Ухта в пределах Ямальского участка показало, что мощности снежного покрова на открытых складских территориях, вахтовых поселках, компрессорных станциях, мостовых переходах, в бортах насыпей автодорог и других сооружениях варьируют в пределах от 1,2 м до 2,5 м. Особо следует отметить места накопления снега в результате очистки дорог. Здесь отвалы снега, располагаемые в непосредственной близости от инженерных сооружений, линий электропередач и т.п., в течении зимнего периода нередко достигают высоты более 3 м. В конце апреля начале мая в вахтовых поселках проводится снегоуборка. По совокупности воздействия (в холодный период снег препятствует выхолаживанию грунтов, а в весенний период «сход» снега в результате уборки происходит на 1-1,5 месяца раньше) влияние указанных «природных и

антропогенных» факторов на повышение температуры ММП достигает своего максимума. Неудивительно, если на застроенной территории Бованенковского месторождения вскоре будут обнаружены участки с пониженной кровлей ММП. Именно такие или подобные методы «тепловой мелиорации» применялись в середине прошлого века при разработке дражных полигонов на золотых приисках Чукотки.

В вопросах утилизации твердых бытовых отходов проектные решения достигли своего апогея и, в максимально короткие сроки, на Бованенковском ГКМ был реализован проект создания полигона ТБО. С огромным трудом можно представить, для кого из наших потомков предназначается «этот подарок», если прекрасно сохранившиеся мамонты «Дима» из пос. Сусуман, «Маша» и «Люба» с п-ва Ямал и безымянные останки гыданских мамонтов имеют возраст от 10 до 40 тысяч лет! Когда у берегов Новой Земли осуществляли захоронения ядерных отходов, всем казалось, что это никогда не коснется всех последующих поколений. Следует подчеркнуть, что строительство полигонов ТБО регламентировано упомянутой выше «Программой...».

Нам представляется недопустимым в 21 веке во вновь осваиваемых регионах Арктики создавать полигоны бытовых отходов, этот подход, на наш взгляд, должен быть искоренен полностью.

Альтернативой этому может стать процесс переработки и сжигания отходов, но не при температурах 600...700°C, что способствует образованию канцерогенных веществ диоксинового ряда и др., а при температурах от 1000°C и выше, что полностью исключает зарождение вредных веществ. Если принять во внимание, что «Программой...» предусматривается сжигание попутного газа в объеме 3,6 млрд. м³, то источник «для топки» найти при желании можно.

3. Создание системы независимых экспертных советов является важным не только для первоначального этапа проектирования, но и для осуществления оценки эффективности реализованных на практике проектных решений по мониторингу состояния недр, охране геологической среды, включая инженерные мероприятия по предупреждению развития негативных геологических (криогенных) процессов и явлений.

К сожалению, такой инстанции в настоящее время в системе Минприроды России («Росприроднадзор», «Роснедра» и др.) не существует. Действующие контрольные органы осуществляют проверки только на соответствие проектным решениям. Разумеется, что такую проверку в праве осуществить сам проектировщик, но захочет ли он это делать добровольно, - остается вопросом риторическим.

Повышение качества проектирования может быть достигнуто в том случае, если в период предпроектной подготовки будут проводиться полупромышленные эксперименты по апробации мер инженерной защиты территории, с участием в контрольных наблюдениях специализированных институтов. Представляется, что такой регламент для

крупных недропользователей (РАО ГАЗПРОМ и т.п.) должен быть прописан на законодательном уровне.

Считаем, что комиссию из независимых экспертов необходимо создавать при Федеральном агентстве «Роснедра», как главном распорядителе фондом недр.

4. Обмен геологической информацией, не имеющей коммерческой или государственной тайны, между федеральными органами (и их институтами) и недропользователями практически не осуществляется. Это в значительной мере ослабляет эффективность работы геологических институтов и организаций Минприроды России и Роснедра при реализации проектов по геологическому доизучению труднодоступных регионов.

Решение этого вопроса возможно в создании региональных баз данных (для системы геокриологических полигонов), где для всех участников работы в регионе геологическая информация внутри полигона является доступной и бесплатной. Использование этой информации за пределами полигона, - строго регламентируется.

5. Необходимость разработки и выпуска транспортной техники для работы в летний период в тундре и лесотундре, включая арктические побережья, назрела потому, что доставка грузов и персонала вертолетами стала абсолютно нерентабельной, а другая техника отсутствует. Считаем, что если геологические исследования по направлениям гидрогеология, инженерная геология, геокриология и геоэкология выполнены в арктических регионах не в летний период, то полученные результаты нельзя считать полноценными.

Реализацию проектов по созданию транспортной техники, следует признать одной из главных государственных задач поддержки научных и прикладных программ изучения и освоения Арктики, которые выполняют геологические организации Минприроды России и экспедиции институтов РАН.

В целом, это касается не только транспортной техники, но и буровой, геофизической и лабораторной аппаратуры. В этой связи считаем, глубоко назревшей постановку вопроса о разработке «Программы технического переоснащения геологической отрасли, проектных и академических институтов, выполняющих работы в арктических регионах страны».

6. Более 40 лет минуло с момента ввода в эксплуатацию первого из крупнейших на Севере Западной Сибири газоконденсатного месторождения «Медвежье». Позднее были освоены «Уренгойское», «Ямбургское» и др. ГКМ, однако до сих пор не подведены итоги геологических и экологических последствий и опыта освоения этих месторождений, занимающих ведущее положение в газовой экономике страны.

Одним из главных предметов такого изучения является вопрос о соответствии зоны техногенного воздействия объектов газовой промышленности и размеров лицензионных участков предоставляемых в недропользование. Кроме того, необходимо оценить изменение гидрогеологических условий, ресурсов,

состава и качества подземных вод в промышленной зоне и в рекреациях, утраты земельного фонда за счет овражно-термоэрозионных процессов, площади не рекультивируемых территорий, скорости восстановления потрав и составы растительных покровов и т.п. Необходимо выполнить анализ эффективности нормативно-правовой деятельности в период освоения территории и разработать рекомендации по учету опыта освоения и недропользования в регионе.

Чрезвычайно важным является разработка Положения о создании экологического фонда ликвидации месторождений полезных ископаемых на примере нефтегазовой отрасли.

Полученные материалы могут лечь в основу проектирования новых объектов недропользования в Арктике и Субарктике.

Заключение

На современном этапе для успешного развития работ по изучению и развитию добывающих отраслей в криолитозоне необходимо в кратчайшие сроки:

1. Разработать Стратегию и составить государственную Программу комплексного регионального и мониторингового геоэкологического (гидрогеологического, инженерно-геологического, геокриологического) изучения криолитозоны на территории ближайшей и среднесрочной перспективы освоения месторождений полезных ископаемых, с наращиванием объемов опережающих работ, включив в Программу в качестве первоочередных задач следующие:

- Изучение состояния гидрогеологических, инженерно-геологических и геокриологических условий на территориях планируемого освоения и на площадях крупнейших нефтегазовых месторождений (на завершающей стадии добычи) с оценкой геоэкологических последствий освоения;
- Разработка новой структуры ГМСН с учетом задач изучения криолитозоны, как уникального природного объекта. Составление генеральной схемы опорной сети наблюдательных фоновых стационаров и полигонов в криолитозоне для оценки и прогноза реакции криолитозоны на периодические (глобальные) изменения климата.

Разработать научные основы и рекомендации по организации мониторинговых геокриологических наблюдений в пределах мелководной части шельфа арктических морей и создать ряд опытных участков наблюдательной сети в мелководной части шельфа на акваториях первоочередного освоения.

2. Для успешной реализации Проектов по Государственным контрактам обеспечить реальный экономически выгодный информационный обмен как внутри Минприроды России в целом, так и на межведомственном уровне с наиболее значимыми недропользователями (РАО ГАЗПРОМ, и т.п.), осуществляющих недропользование в рамках лицензионных соглашений.

3. Рекомендовать Минприроды России подготовить материалы для внесения законодательной инициативы

о включении в качестве обязательных разделов в Проекты освоения месторождений в криолитозоне:

Проведение полупромышленных экспериментов с целью предпроектной апробации природозащитных мероприятий.

Положение о создании экологического Фонда ликвидации месторождений.

Обратиться в Правительство РФ с предложением о создании:

- Программы технического оснащения геологической отрасли, проектных и академических институтов, выполняющих работы в арктических регионах страны;
- Комиссии независимых экспертов при Минприроды России для предварительной апробации крупных проектов недропользования в криолитозоне Арктики, включая береговую зону и шельф арктических морей.

Литература

- Дубровин В.А. 2001. Концептуальный подход к региональным и мониторинговым геокриологическим исследованиям в Арктике и Субарктике. // Материалы 2-й конференции геокриологов России. Т.3. – М.: МГУ, с.90-97.
- Дубровин В.А. 2009. Геокриологические исследования в системе недропользования: проблемы, задачи, пути решения. // Разведка и охрана недр, №9. С.36-42.
- Круподеров В.С. 2009. Задачи и перспективы гидрогеологического, инженерно-геологического и геокриологического изучения недр в развитии минерально-сырьевой базы страны. // Разведка и охрана недр, №9. С.6-10.
- Круподеров В.С., Куренной В.В., Голицын М.С., Дубровин В.А. 2007. Основные направления развития региональных гидрогеологических, инженерно-геологических, геокриологических и геоэкологических работ. // Разведка и охрана недр, №5. С.2-6



КНИГА 2



Геотехнические решения по стабилизации склоновых процессов на участке автомобильной дороги в условиях деградации вечномерзлых грунтов в основании

С.А.Кудрявцев, Т.Ю.Вальцева, Р.Г.Михайлин

Дальневосточный государственный университет путей сообщения, Хабаровск, Россия

Ю.Б.Берестяный

Научно-внедренческое предприятие «ДВ-Геосинтетика», Хабаровск, Россия

Реферат

В статье представлен обзор методов и результатов научных, исследовательских, конструктивных решений и численного моделирования работы сооружений, выполненных при проектировании объекта реконструкции - участка автомобильной дороги «Амур» Чита-Хабаровск, Россия.

Сложность в разработке мероприятий и принятии рациональных технических решений по объекту заключается в расположении участка автодороги в неблагоприятных условиях: на косогорном рельефе территории с островным залеганием высокотемпературных многолетнемерзлых грунтов в основании существующего сооружения.

Использование в разработанных конструкциях и мероприятиях современных геосинтетических материалов специального назначения позволило обеспечить как рациональность решений, так и эксплуатационную надёжность сооружений реконструируемого участка автодороги с сохранением мерзлоты в основании.

Ключевые слова: Геосинтетические мероприятия; косогор; многолетнемерзлый грунт; напряжённо-деформированное состояние; промерзание-оттаивание.

Введение

Выполнение данной работы обусловлено необходимостью разработки проекта реконструкции участка автомобильной дороги «Амур», проложенного по территории со сложными инженерными и геокриологическими условиями. Расположение всего участка на косогорном рельефе и наличие в основании деградирующей островной мерзлоты создало предпосылки к проявлению необратимых деформаций в виде гравитационных склоновых процессов.

Основной целью выполнения работы является получение рациональных геотехнических решений, способных в кратчайшие сроки стабилизировать деформации конструкций и основания автомобильной дороги. Разработанные геотехнические решения должны удовлетворять требованиям нормативных документов, действующих на территории Российской Федерации по прочности и морозостойкости. Кроме этого, конструкция сооружения должна обеспечивать несущую способность при воздействии перспективных подвижных нагрузок в сложных геологических и природно-климатических условиях. Разработка представляет собой обобщение результатов решений круга научных, инженерных и расчетно-прикладных задач. При анализе возможных методов и средств, для достижения поставленных целей, установлено, что наиболее целесообразным является одновременное использование нескольких современных геотехнических программных комплексов: «FEM models», «Plaxis», способных в комплексе моделировать работу сооружений по его напряженно-деформированному состоянию, происходящим термодинамическим процессам в многолетних циклах промерзания – оттаивания и

оценке устойчивости грунтовых массивов и сооружений.

В процессе анализа исходных данных и при выполнении работы установлено, что для полноценной качественной оценки и сравнения имеющихся показателей по прочности и деформируемости необходимо предусмотреть расчетно-теоретические исследования как для существующих конструкций автодороги и состояния основания, так и для рекомендуемых конструкций и сооружений. Разработаны отдельные конструктивные элементы для активных геотехнических мероприятий по предотвращению переувлажнения сооружения и оползневого массива.

С применением численных методов определены параметры эксплуатационной надежности и несущей способности рекомендуемых конструкций, разработанных при использовании свойств специальных геосинтетических материалов.

Выполненная оценка параметров термодинамических процессов промерзания – оттаивания позволила определить критерии изменения температурно-влажностных полей в двухгодичном цикле и границы промерзания – оттаивания в основные периоды сезонов года для рекомендуемых конструкций. Методом численного моделирования процессов промерзания – оттаивания сооружения и основания определены абсолютные величины морозного пучения на участке на каждую декаду. Получены зависимости (графики) накопления деформаций морозного пучения сооружений в двухгодичном цикле.

Выполненный анализ полученных данных о напряженно-деформированном состоянии элементов сооружений, характере пучинообразования и

величинах пучения грунтов сооружений и основания, а так же оценка устойчивости сооружений и оснований подтверждает правильность выбора использованных методов и справедливость принимаемых решений.

Сравнительная оценка полученных значений напряжений и их деформаций в элементах под нагрузками, а так же соответствие величин морозного пучения нормативным значениям тех же параметров, регламентируемых действующими на территории Российской Федерации документами, позволила обоснованно говорить о качестве рекомендуемых геотехнических мероприятий и их долговременной эксплуатационной надежности.

Исходные данные и выявленные причины деформаций

Результаты анализа исходных данных о геологическом строении участка, гидрогеологической и геокриологической обстановке дают основания проследить причинно-следственные связи между природными и техногенными воздействиями и активизацией склоновых процессов на рассматриваемом участке рельефа. Наивысшая верхняя граница вечномерзлых грунтов на всем протяжении участка реконструкции находится на глубине от 3,6 м. Нижняя граница не зафиксирована. В местных понижениях поверхности вечномерзлых грунтов основания отмечаются уровни грунтовых вод.

Существующие сооружения, предназначенные для регулирования поверхностного стока и водопропускные сооружения на рассматриваемом участке выполняют своё назначение лишь частично или полностью не работают.

Отсутствие гидроизоляции рабочего сечения нагорных канав в верховой части склона обеспечивает периодический подток поверхностной воды через подстилающие слои песков и суглинки с прослоями песка и дресвы к верхней границе высокотемпературной вечной мерзлоты (ВМГ), подвергая ее дальнейшему растеплению и деградации. Выше верхней границы ВМГ образующийся талый переувлажненный слой является предопределенной поверхностью скольжения грунтового массива на рассматриваемом участке рельефа. Распределение усилий и деформаций на этой поверхности не одинаково и зависит от многих факторов, в том числе и от степени переувлажнения.

Для выполнения расчетов по определению напряженно-деформированного состояния и устойчивости грунтового массива с сооружениями нами приняты реальные физико-механические свойства грунтов, активно участвующие в процессах сдвига. В связи с этим физико-механические свойства грунтов, рекомендованные для расчетов в отчете по инженерно-геологическим изысканиям приняты нами условно, только для подбора реальных физико-механических свойств грунтов. В дальнейших расчетах параметров конструкций и геотехническом моделировании их работы использованы реальные свойства грунтов.

Направленность разработки конструктивных и технологических мероприятий ориентирована на активные и пассивные меры, уменьшающие природные и техногенные воздействия на сооружение.

Современный рынок строительных материалов предлагает потребителям строительных отраслей большое количество видов геосинтетических материалов и их композитов, различающиеся по типам, назначению, техническим характеристикам, качеству изготовления и чистоте исходного сырья, срокам службы в сооружении. Однако и сегодня вопрос эффективности использования геосинтетических материалов на территориях с суровыми климатическими условиями, в том числе с глубоким сезонном промерзанием – оттаиванием и распространением вечной мерзлоты, остаётся практически не затронутым. Наиболее близкими объектами к рассматриваемому, по условиям их работы следует отнести, прежде сего сооружения, построенные на территориях Дальнего Востока, где в основаниях так же встречается островная вечная мерзлота. За последние годы авторами статьи рассмотрены несколько таких объектов и разработаны конструктивные мероприятия по стабилизации деформаций сооружений при использовании современных геотехнологий и перспективных геосинтетических материалов. В настоящее время все эти объекты введены в эксплуатацию и за ними ведется инструментальное и приборное наблюдение за их работой и состоянием. Результаты наблюдений совпадают или близки к расчетным параметрам по напряженно-деформированному состоянию.

Во всех случаях рекомендовано использование свойств геосинтетических материалов для защитных и несущих геотехнических конструкций в сочетании с традиционными элементами с целью минимизации деформаций сооружений, сокращения сроков их затухания и уменьшения затрат, относимых на период эксплуатации.

Методология решения поставленных задач

При оценке геологической и геокриологической ситуаций, сложившихся на рассматриваемом объекте, использованы высокоэффективные программные средства, соответствующие передовому уровню современной науки в геотехнике и фундаментостроении. Программный комплекс «FEM models» разработан геотехниками Санкт-Петербурга – сотрудниками НПО «Геореконструкция-Фундаментпроект» под руководством профессора Улицкого В.М.

Комплекс позволяет решать трехмерные теплофизические и напряженно-деформированного состояния задачи для сооружений и их оснований размерностью в несколько миллионов степеней свободы в приемлемое время на персональном компьютере. В этом отношении он не имеет аналогов. Программа представляет собой среду конечно-элементного моделирования различных задач в сфере строительства. Основной особенностью программы

является возможность решения задач совместного расчета сооружения и основания. Выполнение таких расчетов позволяет удовлетворить требованиям нормативных документов (СНиП 2.02.01-83*; ТСН 50-302-2004), прямо указывающих на необходимость выполнения расчета сооружений с учетом работы основания. При этом основание моделируется в трехмерной постановке с учетом нелинейной работы грунта и с использованием современных моделей механики грунтов, что позволяет отказаться от упрощенных подходов к расчетам.

Исходя из анализа существующих моделей промерзающих и оттаивающих грунтов дальневосточным учёным – профессором Кудрявцевым С.А. разработана математическая модель «Thermoground» численного моделирования процесса промерзания, морозного пучения и оттаивания в годичном цикле МКЭ в пространственной постановке, входящая как составной модуль программного комплекса «FEM models». Для описания работы сооружения на слабых оттаивающих основаниях на данном этапе проектирования применялась упругопластическая модель с предельной поверхностью, описываемая критерием Кулона-Мора. Выбор этой модели обуславливался тем, что ее параметры могут быть взяты из имеющихся материалов стандартных инженерно-геологических изысканий. В такой постановке численные расчеты хорошо согласуются с традиционными инженерными методами расчета перемещений и позволяют с достаточной точностью описать деформирование сооружений на слабых оттаивающих основаниях.

Последняя версия программного комплекса, позволяющего решать пространственные теплофизические и деформационные задачи при любых граничных условиях носит название «Thermoground» со следующими особенностями:

- теплофизическая задача решается с учетом фазовых превращений воды в лед в спектре отрицательных температур для нестационарного теплового режима в трехмерном грунтовом пространстве;
- относительные деформации грунта при промерзании устанавливаются при перераспределении, а также с учетом миграции влаги, возможность которой зависит от расстояния от фронта промерзания до уровня грунтовых вод, тренд которых в течение зимнего периода предполагается известным;
- Напряженно-деформированное состояние (НДС) основания устанавливается с учетом анизотропии деформаций пучения; максимальные деформации грунта при оттаивании устанавливаются по физическим характеристикам (влажность, льдистость), полученным при решении этапов промерзания.

Устойчивость исходных сооружений на склоне существующего природного рельефа и проектных решений в период их реализации определена с использованием расчетного комплекса Plaxis 2D, ориентированного на решение сложных геотехнических задач, возникающих на этапах

строительства, эксплуатации и реконструкции сооружений.

При геотехническом моделировании работы сооружения использованы параметры инженерно-геологических элементов в соответствии с расчётной схемой, приведённой на рисунке 1.

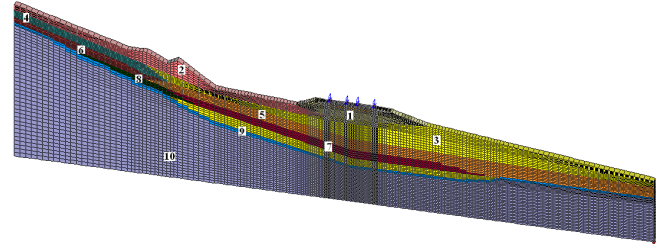


Рис. 1. Расчетная схема конструкции

1 – насыпной грунт; 2 – песок гравелистый талый маловлажный; 3 – суглинок легкий с дресвой до 20%, маловлажный; 4 – суглинок тяжелый пылеватый с дресвой до 20%, мягкопластичный; 5 – суглинок легкий с дресвой до 10%, тугопластичный, с прослоями песка влажного; 6 – супесь легкая с дресвой до 20%, твердая; 7 – суглинок дресвяный твердый; 8 – суглинок тяжелый с дресвой до 10%, мерзлый, слабольдистый, массивной криотекстуры; 9 – прослойка оттаившего мерзлого грунта; 10 – вечномерзлый грунт

Из рис. 2 очевидно, что зоны пластических деформаций распространены повсеместно в насыпном грунте под нагрузкой, что свидетельствует о недостаточной несущей способности дорожной конструкции.

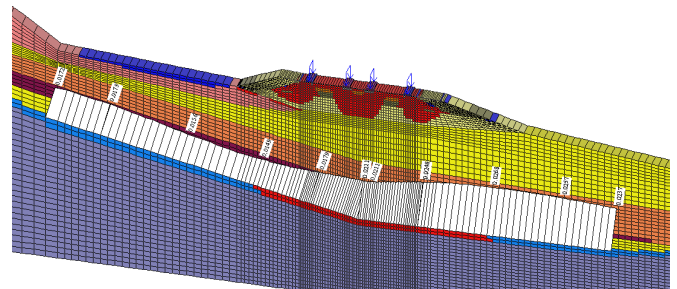


Рис. 2. Зоны упругих (синий цвет) и пластических (красный цвет) деформаций и эпюра горизонтальных перемещений грунтового массива в зоне прослойки оттаившего мерзлого грунта, м

Кроме того, зоны развития пластических деформаций приходятся на прослойку оттаившего мерзлого грунта, что приводит к тому, что весь массив грунта подвержен сползанию по данной прослойке. Анализ горизонтальных деформаций свидетельствует о динамике прогрессирующего сплыва конструкции по прослойке оттаившего грунта.

Расчеты устойчивости сооружения на косогорном рельефе, выполненные с помощью программного комплекса PLAXIS 2D (v.8) показывают, что поверхность скольжения имеет явно выраженный предопределённый характер и проходит по кровле вечномерзлых грунтов (рис. 3). Вследствие инфильтрации поверхностной воды, просачивающейся с верхней стороны в основание сооружения, очевидна основная причина, способствующая оттаиванию вечномерзлых грунтов. Увеличивается влажность залегающих выше глинистых грунтов, что приводит к изменению

физико-механических характеристик, влияющих на устойчивость сооружения. Устойчивость массива в данном случае близка единице (1,0017).

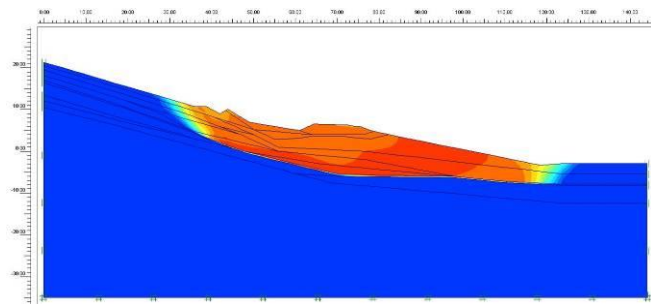


Рис. 3. Результат расчёта устойчивости сооружения на косогоре

Для уменьшения или практически полной остановки пластических деформаций необходимо принять меры по увеличению несущей способности конструкции автодороги и основания. Для снижения риска сползания массива грунта по оттаявшей прослойке необходимо предусмотреть комплекс активных мероприятий по снижению дальнейшего оттаивания вечномёрзлого грунта (регулирование поверхностного стока и изоляция от проникновения влаги в слои основания, использование теплоизоляционных материалов).

Целесообразно предусмотреть пассивные удерживающие конструктивные мероприятия, обеспечивающие эксплуатационную надёжность сооружения в период стабилизации деформаций на оползнеопасном участке рельефа.

Численное моделирование работы сооружения в экстремальных условиях

При разработке мероприятий использованы основные исходные данные и результаты численного моделирования сооружения и основания, а так же рассмотрена и промоделирована работа усиливающих конструкций и конструктивных мероприятий по напряжённно-деформированному состоянию и изменению процессов промерзания-оттаивания, способствующих уменьшению воздействия природных и техногенных факторов на эффективность работы участка автомобильной дороги.

Наибольшие воздействия сдвигающих усилий от оползневого давления сооружения и массива грунта на косогорном рельефе воспринимает свайно-ростверковая конструкция. Численное моделирование работы конструкции и сооружения с основанием в целом позволило определить оптимальные параметры сооружений и подтвердить справедливость результатов аналитических расчётов. На рисунках 4, 5 и 6 приведены наглядные результаты работы усиленных конструкций сооружения.

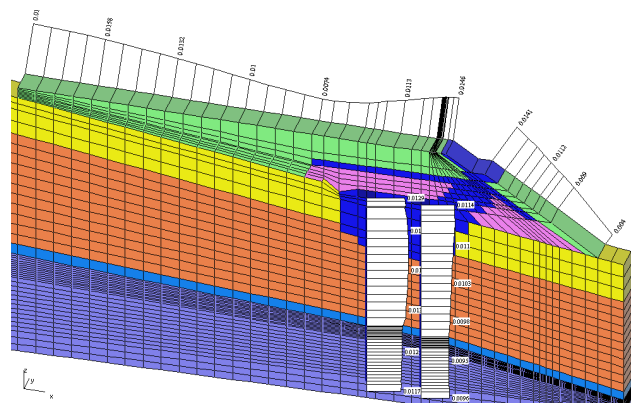


Рис. 4. Эпюры горизонтальных перемещений элементов свайно-ростверковой конструкции, м

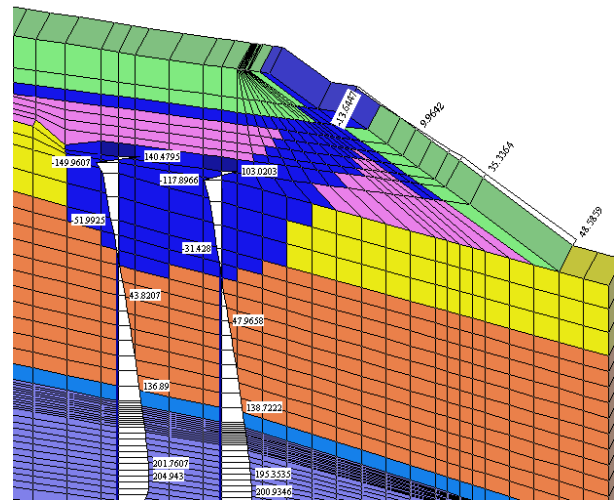


Рис. 5. Эпюры горизонтальных напряжений свайной конструкции, кПа

Шкала значений (м)

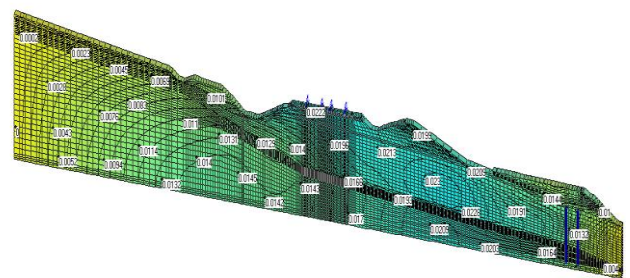


Рис. 6. Изолинии горизонтальных перемещений элементов в сооружении, м

Численное моделирование процессов промерзания-оттаивания выполнено с использованием программного геотехнического модуля «Termoground», разработанного профессором Кудрявцевым С.А. (ДВГУПС) совместно с геотехниками Санкт-Петербурга (НПО «Геореконструкция-Фундаментпроект»).

Численное моделирование термодинамических процессов обусловлено необходимостью получения качественной и количественной картины промерзания-оттаивания и пучинообразования в сооружении в годичном и более цикле. А так же для определения глубины промерзания и оттаивания

сооружения по его контуру в разные времена года, эффективность использования и геометрические параметры элементов теплоизоляционных материалов и возможности технологического промораживания талика для частичного сохранения его в мёрзлом состоянии на неопределённый период. Так же определена максимальная величина пучения на проезжей части автомобильной дороги.

В данном случае наибольшее значение для эксплуатационной надёжности сооружения имеет та зона оползневого массива, где расположена конструкция автомобильной дороги и конструкция прилегающего верхового кювета с использованием теплоизоляционных материалов.

На рисунках 7, 8 и 9 приведены результаты численного моделирования термодинамических процессов в 1-й и 2-й год после начала эксплуатации.

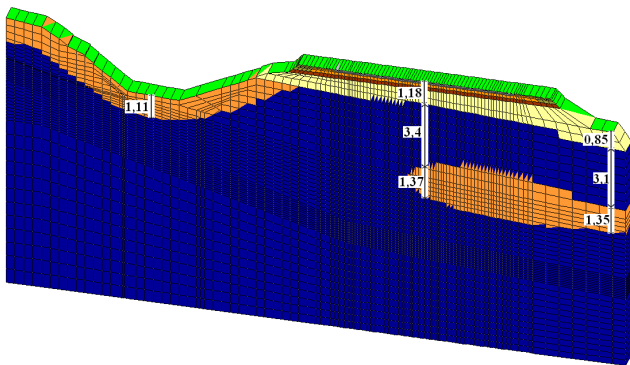


Рис. 7 Величины промерзания-оттаивания грунта в сентябре месяце 1-го года, м

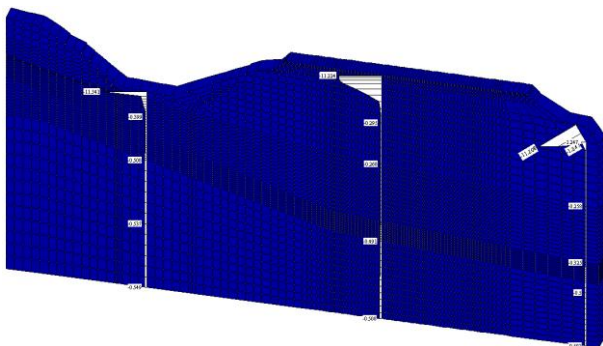


Рис. 8 Эпюры температур грунта и промерзание на март месяц 2-го года, °С

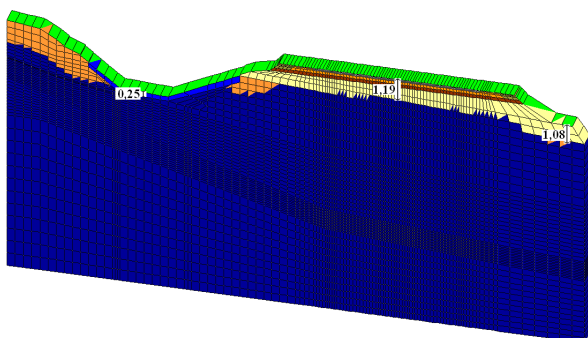


Рис. 9. Величины промерзания-оттаивания грунта в сентябре месяце 2-го года, м

При моделировании промерзания-оттаивания получены следующие результаты:

1. На первом году существования конструкции в январе месяце по оси дороги промерзание грунта от поверхности составило 1,54 м; а по склоновой части конструкции - 1,38 м. Ниже промерзшего слоя образовалась линза незамерзшего грунта (талик) мощностью 6,42 м по оси дороги и 6,04 по склоновой части конструкции. Во втором году существования конструкции в январе месяце, с уложенным теплоизолятором, наблюдается промерзание всей конструкции.

2. В первый год существования конструкции полное промерзание всего массива грунта не наблюдается. В марте месяце мощность промерзшего грунта по оси дороги составляет 2,32 м, а по склоновой части конструкции - 1,71 м. Ниже промерзшего слоя расположена линза незамерзшего грунта (талик) мощностью 5,63 м по оси дороги и 5,6 м по склоновой части конструкции. На втором году существования конструкции полное промерзание всего массива наблюдается уже в период с декабря месяца по март.

3. В сентябре месяце, на первом году существования конструкции максимальное оттаивание грунта в предполагаемой зоне укладки теплоизолятора составило 1,11 м. По оси автодороги конструкция оттаяла на 1,18 м, а по склоновой части конструкции - 0,85 м. Ниже оттаявшего грунта залегает слой мерзлого грунта мощностью 3,4 м по оси дороги и 3,1 м по склоновой части конструкции. Под этим слоем мерзлого грунта сохранилась линза незамерзшего грунта (талик) мощностью 1,37 по оси дороги и 1,35 по склоновой части конструкции. Во втором году существования конструкции, в сентябре месяце в зоне укладки теплоизоляционного материала оттаивание составило только 0,25 м. По оси дороги конструкция оттаяла на 1,19 м, а по склоновой части конструкции оттаивание составило 1,08 м.

Выводы и рекомендации

Для обеспечения стабильности деформаций как всего массива грунта на участке рельефа, так и отдельных конструкций, совместно с мероприятиями по ограничению деградации верхней поверхности вечномерзлого грунта разработаны и рекомендуются для использования в проектных решениях конструктивные и технологические мероприятия, влияющие как активно, так и пассивно на улучшение гидрогеологической и геоэкологической ситуаций.

Активные конструктивные меры:

1. Для обеспечения поверхностного стока – целесообразна конструкция нагорной канавы с полной изоляцией поверхностной воды в песчаные прослойки откоса выемки и основания автодороги;

2. Для обеспечения поверхностного стока по кювету с полной изоляцией от проникновения поверхностной воды в нижележащие слои основания автодороги и поверхности вечномерзлого грунта. Кроме гидроизоляции, здесь предусмотрено устройство теплоизолирующего слоя для защиты близко расположенной поверхности вечномерзлого грунта от деградации.

Пассивные конструктивные мероприятия:

1. Обеспечение требуемой несущей способности конструкции дорожной одежды устройством

псевдоплиты в слоях щебня и щебеночно-песчаной смеси при использовании композитообразующего материала – интегральной двухосной георешетки;

2. Обеспечение стабильности оползневого массива и безопасности движения по автомобильной дороге в период восстановления геологического равновесия путем устройства свайно-гравитационной конструкции в расчетном месте низовой части склона.

Выполненное численное моделирование термодинамических процессов показывает, что промораживание грунта основания в подкюветной зоне до смыкания с поверхностью вечномерзлого грунта и сохранение его в мерзлом состоянии возможно с использованием в конструкции кювета теплоизоляционного слоя расчётной мощности. Для этого должны быть обеспечены условия первоначального промораживания до укладки в конструкцию утеплителя.

Величины морозного пучения на поверхности автодороги, согласно результатам выполненного геотехнического моделирования, составляют 40 и 38 мм, что меньше допустимого ОДН 218.046-01.

Устойчивость сооружения с проектными решениями в расчётных поперечных сечениях, согласно выполненным расчётам, обеспечивается с достаточным запасом.

Технологические мероприятия, основанные на результатах расчетов устойчивости, напряженно-деформированного состояния и моделировании термодинамических процессов в сооружении и его основании представляют собой следующее:

1. На протяжении всего участка реконструкции автодороги, проходящего по оползнеопасным склонам требуется разгрузка активной части деформирующихся склонов;

2. Выполнение работ по разработке грунта, в том числе и в целях безопасности строительства, необходимо начинать не ранее как с началом проявления отрицательных дневных температур. Работы выполнять поэтапно, с проморозкой и последующей разработкой;

3. Укладку материалов и монтаж конструкций следует выполнять после максимального промерзания грунтов оснований под конструкции - до начала появления положительных дневных температур воздуха.

Литература

- S.A.Kudryavtsev, Y.B.Berestyanyy, T.U.Valtseva, N.V. Barsukova. 2006. Practice of Use of Positive Properties of Geosynthetic Materials on Building Objects in Severe Climatic Conditions of the Far East of Russia. 1st International conference on new developments in geoenvironmental and geotechnical engineering. November 9-11, 2006. University of Incheon. Korea. P. 423-427.
- S.A.Kudryavtsev, Y.B.Berestyanyy, T.U.Valtseva, E.V. Fedorenko, R.G. Mikhailin. 2008. Design study of geosynthetic material system protecting highways from stone fall. Fourth International Conference on Scour and Erosion. 5-7 November, 2008 Surugadai Memorial Hall, Chuo University. Tokyo, Japan. P.651-654.

Влияние минерального состава на теплопроводные свойства мерзлых вулканических пеплов Камчатки

Е.П. Кузнецова, Р.Г. Мотенко

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Реферат

В статье рассматриваются результаты экспериментального исследования коэффициентов тепло- и температуропроводности талых и мерзлых вулканических пеплов, отобранных на Камчатке. Данные были обобщены в виде зависимостей от степени влажности (S_r), и было выявлено влияние минерального состава на исследуемые теплопроводные характеристики. Так, при фиксированном значении S_r теплопроводные характеристики выше для пеплов, в которых кислое стекло, и состав которых был определен как опал, ниже – для пеплов, в которых основное стекло, и состав был определен как аллофан.

Ключевые Слова: Аллофан; мерзлые пеплы; опал; температуропроводность; теплопроводность

Введение

Пепловая пирокластика является наименее устойчивой твердой фазой осадков, предрасположенной к различным минеральным превращениям на всех стадиях литогенеза. Вулканические пеплы состоят в основном из вулканического стекла как основного компонента, который сопровождается также плагиоклазом, полевыми шпатами, кварцем и пироксеном (Dahlgren et al. 1993). Вулканическое стекло разносится на большое расстояние в результате вулканической активности и затем выветривается, образуя вторичные минералы. Среди продуктов ее изменения в результате выветривания, диагенеза и эпигенеза установлены гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, аллофан, палагонит и другие минералы.

Большая часть Камчатки покрыта толщей, состоящей из горизонтов тефры (пирокластика, перенесённая из кратера вулкана по воздуху) и погребенной почвы, которая у вулканологов называется почвенно-пирокластический чехол (ППЧ) (Мелекесцев и др. 1969). На Камчатке этот чехол имеет голоценовый возраст. Пеплы крупнейших извержений образуют чёткие маркирующие прослои во вмещающих отложениях, которые прослеживаются на огромных территориях. Толща между маркирующими прослоями пеплов имеет также пирокластическую природу и включает как продукты менее мощных или дальних извержений, так и вторично переотложенные пеплы (Базанова и др. 2005).

Для проведения геокриологического прогноза территории, определения глубин сезонного промерзания-протаивания, пространственной изменчивости и прогноза этих характеристик необходимо знание теплофизических свойств горных пород при положительных и отрицательных температурах. Теплофизические свойства дисперсных вулканических пород Камчатки изучены слабо. Имеющиеся данные касаются в основном пород с жёсткими связями или находящихся в талом состоянии. Для мёрзлых пород информации практически нет. Анализировать немногие

имеющиеся данные сложно из-за отсутствия информации по влажности, плотности и возрасту отложений.

Целью данного исследования было изучение теплопроводных свойств мерзлых вулканических пеплов Камчатки и выявление их закономерностей изменения в зависимости от минерального состава.

Объект исследования

Для лабораторного исследования были отобраны вулканические пеплы, представляющие собой продукты извержения разных вулканов. Некоторые из них относятся к разновозрастным маркирующим пепловым прослоям сильных и катастрофических извержений вулканов Камчатки, а некоторые – к толщам между маркирующими горизонтами. Маркирующие пеплы датированы и имеют свой индекс, сопровождаемый номерами или буквенными обозначениями. Так, тефра (пирокластика, перенесённая из кратера вулкана по воздуху) вулкана Шивелуч Ш₂ имеет возраст 950, Ш₃ – 1400, Ш₅ – 2550, Ш₈₃₀₀ – 8300 ¹⁴C лет. Горизонт тефры вулкана Хангар с индексом ХГ имеет возраст 6850 ¹⁴C лет, а пепел вулкана Ксудач с индексом КС₁ – 1800 ¹⁴C лет (Ponomareva et al. 2007).

Места отбора сосредоточены в районе Ключевской группы вулканов. Пробы отбирались на высотах от 290 до 1630 м (таблица). Возраст исследуемых пеплов находится в пределах 35–9000 лет. В таблице также представлены данные по водно-физическим свойствам отобранных образцов при естественном сложении. Диапазоны значений влажности пеплов – от 13 до 64%, гигроскопической влажности W_g – от 0 до 4,14%, плотности скелета ρ_d – от 0,9 до 1,6 г/см³, плотности твердой фазы ρ_s – от 2,1 до 2,8 г/см³.

Гранулометрический состав исследуемых пеплов представлен на рис. 1. По ГОСТ 25100-95 все пеплы относятся к пескам пылеватым. Практически у всех образцов преобладающая фракция – 0,1–0,05 мм, кроме образцов 2–4, где преобладает фракция 0,05–0,01 мм, и образца 17, в котором преобладают частицы размером 0,25–0,1 мм.

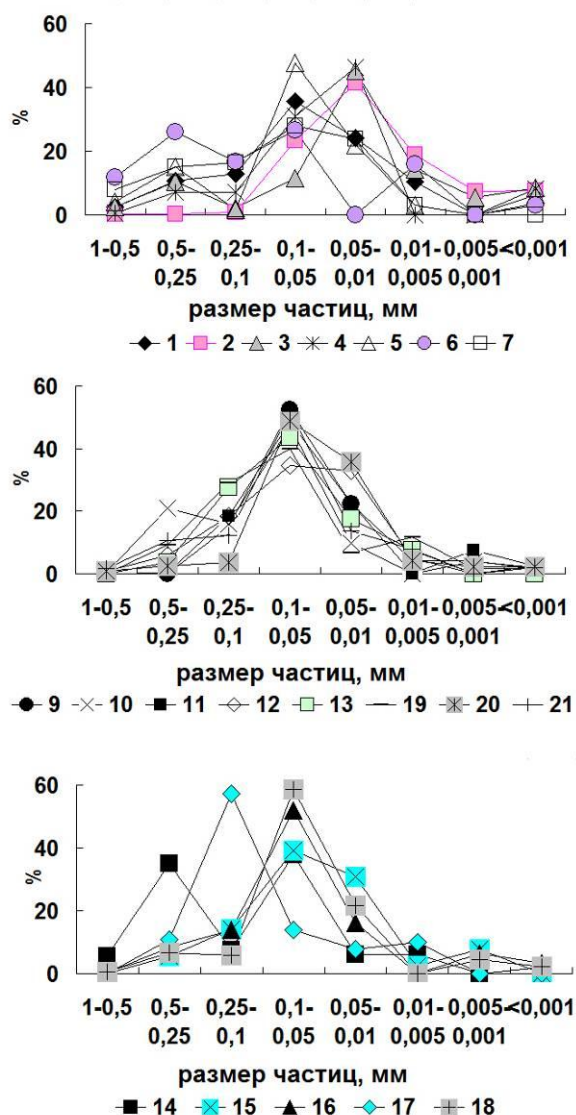


Рис. 1. Гранулометрический состав исследуемых пеплов

По содержанию SiO_2 стекло исследуемых пеплов относится к трем типам – андезитовому, риолитовому и базальтовому.

Спектры ИК-поглощения позволили состав пеплов, у которых стекло основного (базальтового и андезитового) состава, диагностировать как аллофан, а состав образцов, у которых стекло кислого (риолитового) состава, – как опал (Кузнецова и др. 2009, 2011a, Motenko, Kuznetsova 2010).

Аллофаны («аллофанес» с греч. «оказывающийся другим») являются аморфными минералами изменчивого химического состава и состоят главным образом из $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ и H_2O (Бетехтин 1950). Wada (1989) дает приблизительно химическую формулу аллофанов в виде $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Они относятся к слоистым силикатам, т.к. имеют близкий к ним химический состав и некоторые структурные особенности, но отличаются от них тем, что не имеют кристаллической структуры. Аллофан полностью аморфен и был впервые найден как продукт изменения вулканических пеплов. Аллофан состоит из полых сфер с внешним диаметром около 4-5 нм (Henmi & Wada 1976). Единичная частица аллофана

по одной из моделей строения представляет собой полую сферу с дефектами в структуре стенок, дающие в результате микропоры в диаметре 0,3-2,0 нм (Paterson 1977, Wada & Wada 1977). С наличием очень мелких пор связывается водоудерживающая способность аллофанов. Площадь внешней поверхности, подсчитанная для этой модели, равна $800 \text{ м}^2/\text{г}$ (Theng et al. 1982).

Опал (от санскр. «упалах» – камень) – это аморфный кремнезем, гидрат диоксида кремния, химическая формула которого $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где n обычно от 0,5 до 2.

В вулканических пеплах наиболее распространены два типа опалового кремния: педогенный (более известный как ламинарный опаловый кремний) и биогенный (диатомы). Ламинарный опаловый кремний появляется на ранних стадиях выветривания и характеризуется существованием сферических пучков сетчатоподобных сфер гидратированного кремния. Опаловый кремний формируется в богатых кремнием обстановке из перенасыщенных растворов, появление которых связано с поверхностным испарением и возможно замерзанием воды в почвах (Shoji et al. 1993, Nanzyo 2002). Его количество уменьшается с увеличением возраста вулканических почв в результате выветривания частиц.

Изучение фазового состава влаги выявило наличие незамерзшей воды в мерзлых исследуемых пеплах, содержание которой зависит от особенностей минерального состава. В пеплах, содержащих опал, количество незамерзшей воды при -10°C меняется от 0 до 2-3 % при увеличении возраста от 35 до 8300 лет; в пеплах, содержащих аллофан, – изменяется от 2 до 11% при увеличении возраста от 1500 до 9000 лет (Motenko, Kuznetsova 2009a, Кузнецова и др. 2011б).

Исследование теплоемкости показало, что значения теплоемкости скелета исследуемых пеплов изменяются в интервале $750\text{--}1000 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{K})$ (при 0°C); при увеличении W от 13 до 80% значения удельных теплоемкостей для пеплов находятся в интервале от 1000 до $2200 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{K})$ в талом и от 900 до $1500 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{K})$ в мерзлом состоянии (Кузнецова, Мотенко 2011).

Методы исследования

Гранулометрический состав определялся пипеточным методом (ГОСТ 12536–79).

Минеральный состав пеплов устанавливался с применением спектроскопии инфракрасного поглощения на ИК-фурье спектрометре ФСМ-1201 (ЛОМО, Россия) (Плюснина 1977).

Теплопроводные свойства пеплов определялись методом регулярного режима I рода (Методы... 2004).

Результаты исследования

В процессе исследований выполнены экспериментальные исследования теплопроводных характеристик вулканических пеплов, имеющих разный возраст, минеральный состав, влажность, плотность и фазовый состав влаги. В абсолютно сухом состоянии для всех исследуемых пеплов значения коэффициентов теплопроводности равны

0,13 – 0,15 Вт/(м·К). При изменении влажности W от 10 до 80 % и плотности скелета ρ_d от 0,7 до 1,65 г/см³ коэффициент теплопроводности для талых пеплов λ_t изменялся от 0,37 до 0,9 Вт/(м·К), а для мерзлых λ_m – от 0,45 до 1,12 Вт/(м·К) (Motenko et al. 2008, Кузнецова, Мотенко 2011).

Степень влажности S_r может служить обобщающим параметром при интерпретации результатов по теплопроводным свойствам горных пород близкой дисперсности (этот параметр включает в себя и плотность, и пористость, и влажность). Для исследуемых образцов были рассчитаны значения S_r (ГОСТ 25100-95) и построены зависимости коэффициентов тепло- и температуропроводности от степени влажности в талом и мерзлом состоянии.

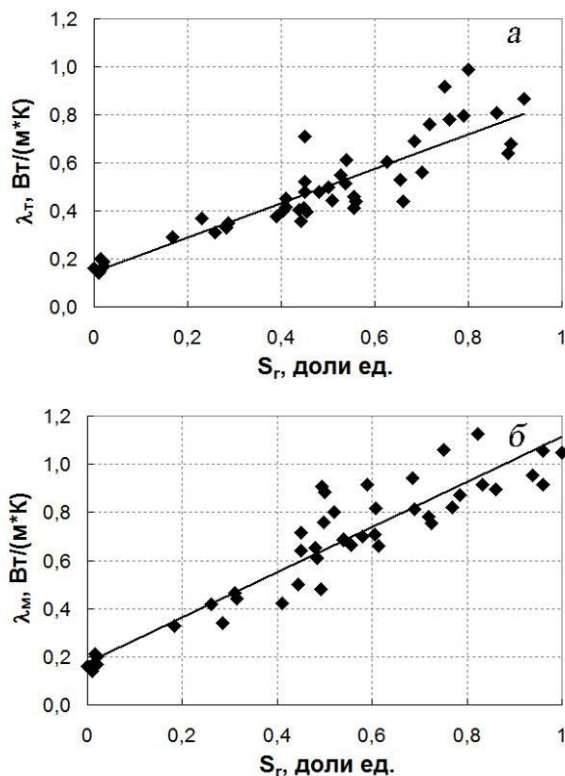


Рис. 2. Зависимость коэффициентов теплопроводности (λ_t и λ_m) от степени влажности (S_r) для исследуемых вулканических дисперсных пород в талом (а) и мерзлом (б) состоянии

На рис. 2 даны все полученные значения теплопроводностей для исследуемых пеплов Камчатки. В результате обработки этих данных получены следующие расчетные зависимости:

$$\lambda_t = 0,7315 \cdot S_r + 0,133 \quad R^2 = 0,83,$$

$$\lambda_m = 0,9434 \cdot S_r + 0,153 \quad R^2 = 0,87,$$

где S_r – степень влажности, доли ед.

Максимальный разброс данных для коэффициента теплопроводности в талом состоянии достигает 48%, в мерзлом – 40%. Это связано с отличиями в дисперсности, минеральном составе, плотности скелета пород, а для мерзлых образцов – еще и разным количеством незамерзшей воды (Motenko, Kuznetsova 2009б, Мотенко, Кузнецова 2011, Kuznetsova, Motenko 2011).

Однако если учитывать различия в минеральном составе, получается следующая картина. На рисунках 3 и 4 представлены графики зависимостей коэффициентов тепло- и температуропроводности от степени влажности отдельно для пеплов опалового и аллофанового состава. Выше легли значения для пеплов, в которых кислое стекло, и состав которых был определен как опал, ниже – для пеплов, в которых основное стекло, и состав был определен как аллофан.

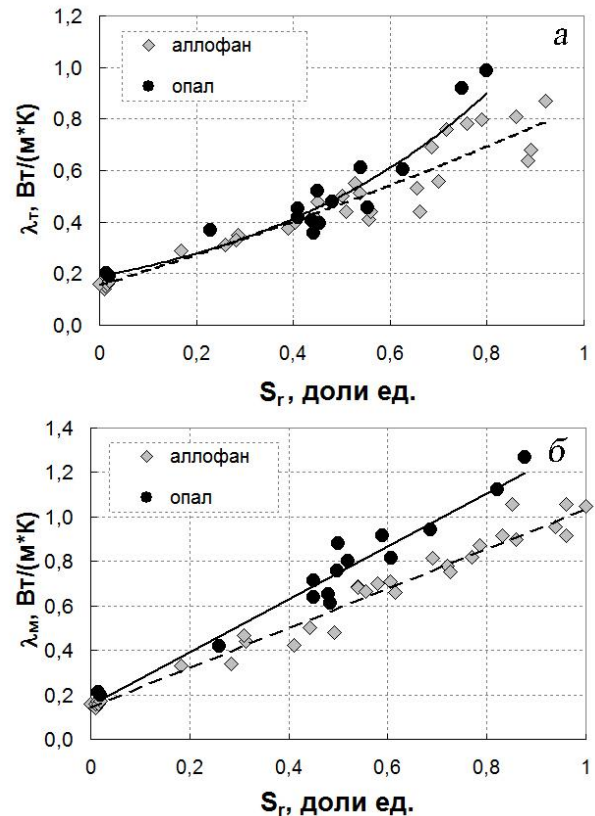


Рис. 3. Зависимость коэффициентов теплопроводности (λ_t и λ_m) от степени влажности (S_r) для вулканических пеплов в талом (а) и мерзлом (б) состоянии в зависимости от минерального состава

В этом случае максимальный разброс данных для коэффициента теплопроводности в талом и мерзлом состоянии достигает 30%.

Для практического использования коэффициенты тепло- и температуропроводности пеплов разного минерального состава можно рассчитать по формулам:

- для пеплов со стеклом кислого состава (содержащих опал):

$$\lambda_t = 1,2516 \cdot S_r^2 - 0,065 \cdot S_r + 0,219 \quad R^2 = 0,92,$$

$$\lambda_m = 1,1929 \cdot S_r + 0,153 \quad R^2 = 0,95;$$

- для пеплов со стеклом основного состава (содержащих аллофан):

$$\lambda_t = 0,138 \cdot S_r^2 + 0,562 \cdot S_r + 0,154 \quad R^2 = 0,9,$$

$$\lambda_m = 0,8948 \cdot S_r + 0,142 \quad R^2 = 0,96.$$

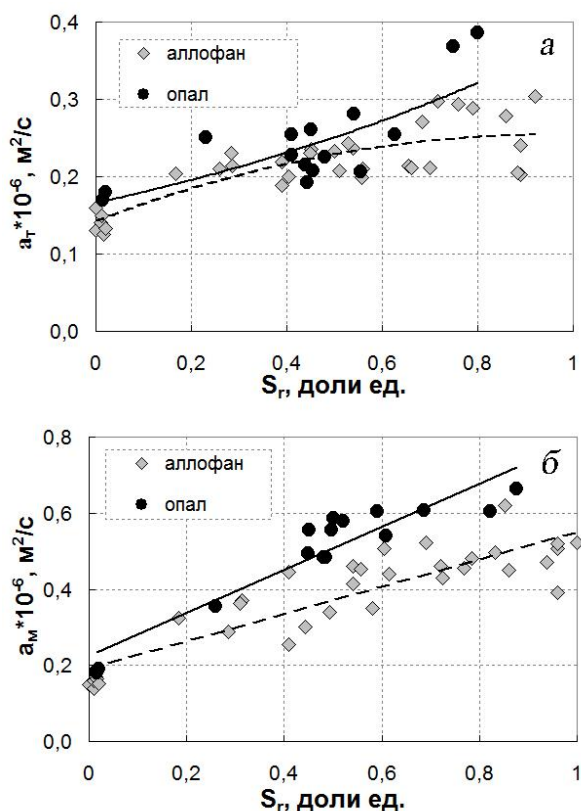


Рис. 4. Зависимость коэффициентов температуропроводности (a_t и a_m) от степени влажности (S_r) для вулканических пеплов в талом (а) и мерзлом (б) состоянии в зависимости от минерального состава

Величина соотношения коэффициентов теплопроводности в мерзлом и талом (λ_m/λ_t) состоянии весьма существенна для решения практических задач геокриологии, так как в процессе промерзания или оттаивания тепло переносится путем теплопроводности через мерзлую и талую зону. Рассмотрим зависимость соотношения λ_m/λ_t от влажности для вулканических пеплов (рис. 5). Все значения осредняются тремя кривыми. Кривая I аппроксимирует данные для пеплов маркирующих горизонтов, которые имеют опаловый состав, кривые II и III – как для маркирующих пеплов, так и для пирокластики между маркирующими горизонтами, которые имеют аллофановый состав. Наклон кривых определяется соотношением незамерзшей воды и льда (Kuznetsova, Motenko 2011, Мотенко, Кузнецова 2011). Как видно из графиков, соотношения λ_m/λ_t и a_t/a_m больше у пеплов, содержащих опал, чем у пеплов, содержащих аллофан.

Выводы

Таким образом, установлено влияние минерального состава на теплопроводные свойства вулканических пеплов Камчатки. Обобщение экспериментальных данных по тепло- и температуропроводности в виде зависимостей от степени влажности S_r выявило, что при фиксированном значении S_r теплопроводные характеристики выше для пеплов, в которых кислое стекло, и состав которых был диагностирован как опал, ниже – для пеплов, в которых основное стекло,

и состав был определен как аллофан. Соотношения λ_m/λ_t и a_t/a_m больше у пеплов, содержащих опал, чем у пеплов, содержащих аллофан.

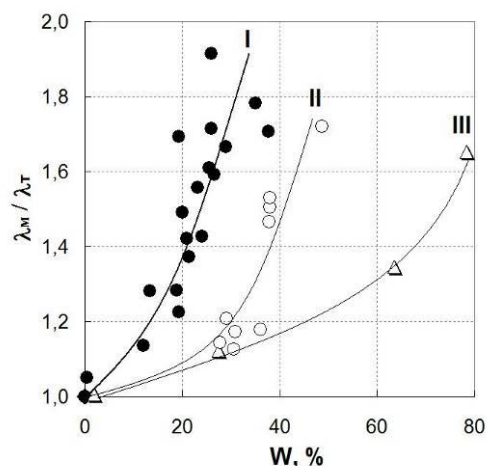


Рис. 5. Зависимость отношения λ_m/λ_t от влажности для вулканических пеплов разного состава (I– III– см. текст)

Для отношения a_m/a_t получены аналогичные зависимости от влажности (рис. 6).

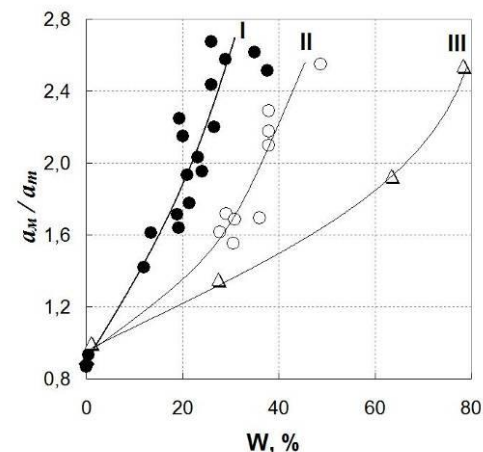


Рис. 6. Зависимость отношения a_m/a_t от влажности для вулканических пеплов разного состава (I– III– см. текст)

Благодарности

Авторы благодарят сотрудников кафедры минералогии с.н.с. Вигасину М.Ф. и Мельчакову Л.В. за проведение ИК-исследований, а также Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в лице зам. директора к.г.н. Муравьева Я.Д. и сотрудницы д.г.н. Пономаревой В.В. за предоставленную возможность участия в полевых работах на Камчатке в 2009-2011 гг. и ценные консультации.

Литература

- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Дирксен О.В., Сулержицкий Л.Д., Данхара Т. 2005. Пеплопады крупнейших голоценовых извержений на траверсе Усть-Большерецк – Петропавловск-Камчатский: источники,

хронология, частота. *Вулканология и сейсмология* 6: 30–46.

Бетехтин А.Г. 1950. *Минералогия*. – М.: Геологическая литература, 545 стр.

ГОСТ 25100–95. *Грунты. Классификация*. – М.: Изд-во стандартов, 35 стр.

ГОСТ 12536–79. 1979. *Грунты. Методы лабораторного гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава*. – М.: Изд-во стандартов, 18 стр.

Таблица. Характеристики исследуемых пеплов

№ обр.	Место отбора	Вулкан-источник	Индекс тефры	Высота, м	Глубина, м	Средний возраст, ¹⁴ С лет	Влажность W, %	Гигроскопическая влажность W _g , %	Плотность скелета ρ _d , г/см ³	Плотность твердых частиц ρ _s , г/см ³
1	Шлаковое плато на Толбачинском перевале	—*	—*	1630	0,2	1500	38	2,04	1,1	2,69
3					0,55	1500	64	4,3	0,9	2,70
5					0,75	1500	31	1,67	1,3	2,73
7					2,5	1500	30	1,24	1,5	2,80
2	Район конусов БТТИ	Толбачик	—*	1330	0,2	30	21	0,3	1,1	2,52
4	Конуса в районе вулкана Камень	—*	—*	1000	0,15	не опр.	21	0	1,3	2,64
6					0,4	не опр.	13	0,2	1,5	2,71
9	Моренный комплекс ледника Бильчинок, правый склон сопочки	Ксудач	КС-1	695	0,36	1800	42	1,32	0,9	2,47
10		—*	—*		0,56	~2500	37	1,94	1,3	2,79
11	Моренный комплекс, правый борт долины ледника Бильчинок	Шивелуч	Ш ₂	746	0,45	950	32	0,46	1,1	2,66
12			Ш ₃		0,70	1400	36	0,81	1,1	2,61
13			Ш ₅		1,2	2550	32	1,0	1,1	2,52
14	Левый борт долины ледника Бильчинок, на границе леса	—*	—*	290	1,15	~6000	34	3,94	0,9	2,79
15		Хангар	ХГ		1,32	6850	36	2,52	0,8	—
16		—*	—*		1,5	6850 – 8300	42	4,14	0,9	2,1
17		Шивелуч	Ш ₈₃₀₀		1,71	8300	11	1,67	1,0	2,71
18		—*	—*		1,8	~9000	69	7,3	0,8	2,46
19	Сейсмостанция на Подкове, склон вулкана Ключевской	Шивелуч	Ш ₂	800	0,65	950	32	0,3	1,0	2,68
20		Ключевской	—*		0,85	950–1400	31	0,79	1,1	2,75
21					1,17		30	0,87	0,9	2,74

* указанные вулканические пеплы не образуют «маркирующих» горизонтов, т.к. являются продуктами извержения менее мощных или дальних извержений, поэтому их нельзя отнести к конкретному вулкану-источнику и конкретному индексу тефры.

Кузнецова Е.П., Мотенко Р.Г., Вигасина М.Ф., Мельчакова Л.В. 2009. ИК-спектроскопия и термическое исследование вулканических пеплов разного возраста. *Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. // Вестник отделения наук о Земле РАН* 1 (27): 83.

Кузнецова Е.П., Мотенко Р.Г., Вигасина М.Ф., Мельчакова Л.В. 2011а. Связь минерального состава и скорости преобразования вулканического стекла. *Доклады первого Российского совещания «Глины 2011»*, Москва: 75–76.

Кузнецова Е.П., Р.Г. Мотенко, М.Ф. Вигасина, Л.В. Мельчакова. 2011б. Исследование незамерзшей воды в вулканических пеплах Камчатки. *Вестник МГУ. Серия Геология* 1: 62–67.

Кузнецова Е.П., Мотенко Р.Г. 2011. Теплопроводные характеристики вулканических пеплов Камчатки. *Доклады IV конференции геокриологов России*, 1. М.: изд-во МГУ: 91–97.

Мотенко Р.Г., Кузнецова Е.П. 2011. Роль содержания льда и незамерзшей воды при оценке теплопроводности вулканических пеплов (Камчатка). *Лед и снег* 2: 99–104.

Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. 1969. Почвенно-пирокластический чехол и его

- значение для тефрохронологии на Камчатке. *Вулканические фации Камчатки*. М.: Наука: 61–71.
- Методы геоэкологических исследований*, под ред. Ершова Э.Д. 2004.– М.: изд-во МГУ, 512 с.
- Плюснина И.И. 1977. *Инфракрасные спектры минералов*. – М.: изд-во МГУ, 175 с.
- Dahlgren, R., S. Shoji, & M. Nanzyo. 1993. Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. In: S. Shoji, M. Nanzyo & R. Dahlgren: *Volcanic ash soils - genesis, properties and utilization*. Developments in Soil Science 21, Elsevier, Amsterdam: 101–143.
- Henmi T. & Wada K. 1976. Morphology and composition of allophane. *American Mineralogist*, 61: 379–390.
- Kuznetsova E., Motenko R. 2011. The influence of allophane appearance on the thermal conductivity of frozen volcanic ashes (Kamchatka). *Euroclay2011*. Antalya, Turkey. P. 95–96.
- Motenko R.G., Tikhonova (Kuznetsova) E.P., Abramov A.A. 2008. Experimental study of thermal properties for frozen pyroclastic volcanic deposits (Kamchatka, Kluchevskaya volcano group). *Proceeding of the 9th international conference on permafrost*. Fairbanks, Alaska, USA: 1251–1254.
- Motenko R.G., Kuznetsova E.P. 2009a. Formation of phase composition of water in the frozen volcanic ashes (Kluchevskaya volcano group, Kamchatka). *Proceeding of the eighth international symposium on permafrost engineering*. China: 518–521.
- Motenko R.G., Kuznetsova E.P. 2009b. Estimate of unfrozen water content for frozen volcanic ashes of different ages. *Proceeding of Futuroclays meeting*. Newcastle: 26–27.
- Motenko R.G., Kuznetsova E.P. 2010. Allophane and palagonite as the product of volcanic glass alteration of different ages // *Proceeding of 2010 SEA-CSSJ-CMS Trilateral Meeting on Clays*. Seville, Spain: 142.
- Nanzyo M. 2002. Unique properties of volcanic ash soils / *Global environmental research* 6, 2: 99–112.
- Paterson E. 1977. Specific surface area and pore structure of allophane soil clays. *Clay minerals*, 12: 1–9.
- Ponomareva V.V., Churikova T.G., Melekestsev I.V., Braitseva O.A., Pevzner M.M. & Sulerzhitsky L.D. 2007. Late Pleistocene- Holocene Volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific region. *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region: American Geophysical Union Geophysical Monograph Series* 172: 165–198.
- Shoji, S., Nanzyo M. & Dahlgren R. 1993. *Volcanic ash soils: genesis, properties, and utilization*. Elsevier, 288 pp.
- Theng B.K.G., Russell M., Churchman G.J. & Parfitt R.L. 1982. Surface properties of allophane, halloysite and imogolite. *Clay and Clay minerals* 30, 2: 143–149.
- Wada S-I. & Wada K. 1977. Density and structure of allophane. *Clay Minerals* 12: 289–298.
- Wada K. 1989. Allophane and imogolite. In: J.B. Dixon and S.B. Weed (ed.). *Minerals in Soil Environments* 21: 1051–1087.

Обеспечение оптимальной температуры в подземных хранилищах семян растений в условиях криолитозоны

Г.П.Кузьмин, В.Н.Панин

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

Для длительного хранения семян растений требуется относительно низкие отрицательные температуры. При создании подземных хранилищ в толще мерзлых грунтов на большей части криолитозоны возникает необходимость дополнительного охлаждения окружающего массива мерзлых грунтов. Экспериментальными исследованиями оценивается возможность поддержания в подземном криохранилище в условиях криолитозоны необходимой температуры для долговременного хранения семян растений холодным наружным воздухом. Рекомендуются схемы охлаждения криохранилища в зависимости от теплопроводности материала покрытия стен, защищающего окружающие мерзлые грунты от иссушения и разрушения, вызываемого сублимацией льда при взаимодействии их с холодным воздухом. Для поддержания летних температур в криохранилище предлагается аккумулировать холод атмосферного воздуха в приповерхностных слоях массива мерзлых грунтов и хранилище располагать на такой глубине, чтобы сдвиг фаз температурных колебаний составлял около шести месяцев.

Ключевые Слова: Длительное хранение семян; криолитозона; оптимальная температура; охлаждающее устройство; подземное хранилище.

Введение

Хранение семян растений при отрицательных температурах и низкой влажности позволяет сохранять жизнеспособность их в течение длительного времени. В настоящее время в ряде стран созданы хранилища генетических ресурсов растений, представляющих собой сооружения, в которых необходимые для долговременного хранения семян растений отрицательные температуры создаются холодильными установками или естественным холодом с дополнительным искусственным охлаждением. К последнему типу относится Международное криохранилище семян растений в Норвегии (о-в Шпицберген, г. Свальборд), в котором используется холод многолетнемерзлых грунтов с дополнительным охлаждением холодильными установками (Кершенгольц и др.2008). Недостатками таких хранилищ являются энергозатраты и возможность нарушения температурного режима при перебоях энергоснабжения. Альтернативным способом является долговременное хранение семян растений с использованием только естественных ресурсов холода без применения машин и механизмов.

Результаты хранения Институтом биологических проблем криолитозоны СО РАН семян бобовых и зернобобовых культур в течение более 30 лет при температурах $-4...-5^{\circ}\text{C}$ в подземных камерах, созданных в толще мерзлых грунтов, показали высокую сохранность их биологических свойств — всхожесть и воспроизводство (Кершенгольц и др.2008).

Оптимальные температуры хранения генофонда растений окончательно пока не установлены, но предварительные исследования и опыты длительного хранения семян, выполненные биологами, указывают, что благоприятными являются температуры $-6...-8^{\circ}\text{C}$. В криолитозоне такие температуры грунтов

характерны только для северных районов. Поэтому при создании подземных криохранилищ семян растений на большей части территории криолитозоны требуется дополнительное охлаждение окружающих мерзлых грунтов. Единственным природным источником холода является наружный воздух, когда его температура зимой становится ниже температуры мерзлых грунтов в зоне расположения подземного криохранилища.

В настоящее время в криолитозоне России ведется строительство в основном подземных холодильников для хранения замороженных продуктов. Только на территории Якутии эксплуатируется более 400 подземных холодильников, абсолютное большинство которых используют естественные ресурсы холода (Курилко и др., 2011). Зимняя хладозарядка их осуществляется холодным атмосферным воздухом за счет естественной тяги или принудительной вентиляции. Однако в связи с циклическими изменениями температуры наружного воздуха возникает задача стабилизации температуры в криохранилище в летнее время.

При охлаждении подземных выработок холодным воздухом нужно учитывать также сублимацию льда, приводящую к иссушению и разрушению пристенных слоев грунта. Как показывают экспериментальные исследования, разрушение мерзлых грунтов при продолжительном их взаимодействии с потоком холодного воздуха, достигает значительных величин (Кузьмин 2002). В связи с этим для криохранилищ семян растений может быть принят только неконтактный способ охлаждения холодным воздухом. Конвективное движение воздуха по выработке и трубам происходит вследствие разности давлений столбов воздуха в каналах нисходящего и восходящего потоков и разности разряжения воздуха над ними, вызванного ветром.

С целью оценки возможности охлаждения мерзлых грунтов вокруг криохранилища холодным наружным воздухом, пропускаемым по металлическим трубам,

были проведены эксперименты в существующей подземной горной выработке. В докладе излагаются результаты наблюдений за температурой и скоростью потока воздуха в охлаждающих трубах и динамикой температуры грунтов стенки выработки, а также приводятся рекомендации по схемам охлаждения и летней стабилизации температуры в криохранилище.

Параметры опытной подземной выработки и охлаждающего устройства

Опытная выработка расположена на территории г. Якутска, где мощность многолетнемерзлых грунтов составляет 250-300 м, а среднегодовая температура воздуха по многолетним данным равна $-10,3^{\circ}\text{C}$. Продолжительность периода со среднесуточной

температурой ниже 0°C составляет 211 суток. Естественная температура грунта на глубине 20 м равна $-2,3^{\circ}\text{C}$. Глубина сезонного протаивания на открытом участке составляет 2,2 м. Грунты площадки до глубины 22 м представлены в основном мелкозернистыми песками с отдельными слоями супеси и включениями прослоек из растительных остатков. Плотность грунтов в диапазоне глубин 0-20 м изменяется от 1,79 до $1,94 \text{ г/см}^3$, а влажность колеблется от 19 до 29 %.

Опытная выработка представляет собой горизонтальную подземную камеру круглого поперечного сечения диаметром 3,2 м и длиной 50 м, расположенную на глубине 23 м (рис.1).

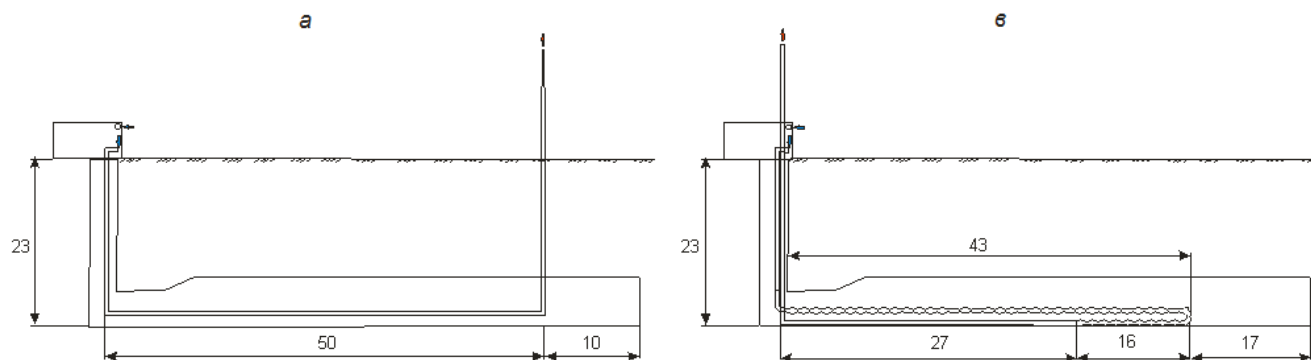


Рис.1 Схема воздушных охлаждающих устройств в опытной выработке
а – 2009-2010 гг; б – 2010-2011 гг.

Стены ее облицованы льдом толщиной около 5 см. Камера соединяется выработкой прямоугольного сечения (0,5 x 1,3 м) длиной 10 м с вертикальным шахтным стволом. Ствол обсажен стальной трубой диаметром 1220 мм с приваренным днищем и люком в верхней ее части. Обсадная труба оборудована площадками через каждые 3,5 м и вертикальными лестницами.

Охлаждающее устройство состоит из приточного и вытяжного вертикальных воздухопроводов и горизонтального теплообменника. Верхний открытый конец воздуховода для нисходящего потока воздуха располагается на уровне поверхности земли, а теплоизолированный воздуховод для восходящего потока воздуха возвышается над поверхностью земли на 5 м.

Теплообменник в 2009 г. был выполнен из алюминиевых гладких труб диаметром 200 мм и длиной 50 м. Вытяжная труба выведена через скважину, пробуренную у конца камеры на расстоянии 50 м от ствола. В 2010 г длина теплообменника была увеличена и выполнена из алюминиевых гладких труб длиной 27 м и гофрированных алюминиевых труб длиной 59 м, соединенных последовательно между собой, и воздуховодами, расположенными в обсадной трубе ствола.

Опытная выработка оборудована датчиками для измерения температуры воздуха в охлаждающем устройстве и грунта вокруг него. Кроме того,

производились измерения скорости потока воздуха, циркулирующего в охлаждающем устройстве.

Результаты и обсуждения

Ниже приводятся некоторые результаты наблюдений, проводившихся в 2009-10 гг в опытной выработке.

На рис. 2 представлена динамика температуры грунтов на различной глубине от стенки горизонтальной камеры при охлаждении ее холодным наружным воздухом.

Анализ кривых температуры грунтов показывает следующее. В процессе работы охлаждающего устройства конвективного действия в 2009-2011 г максимальная в году температура в камере понизилась с $-2,3$ до $-3,8^{\circ}\text{C}$, причем примерно одинаково после первой и второй зимы. Разница между максимальными летними и минимальными зимними температурами в камере после второго года работы охлаждающего устройства незначительна и составляет около $0,5^{\circ}\text{C}$. Скорость потока воздуха в охлаждающем устройстве существенно зависит от температуры наружного воздуха (рис.3).

Разброс данных объясняется изменением температуры грунтов стенки выработки. При одинаковых температурах наружного воздуха, измеренных в разное время, скорость потока воздуха в последующий момент времени всегда меньше, хотя и незначительно, скорости потока в предыдущий момент.

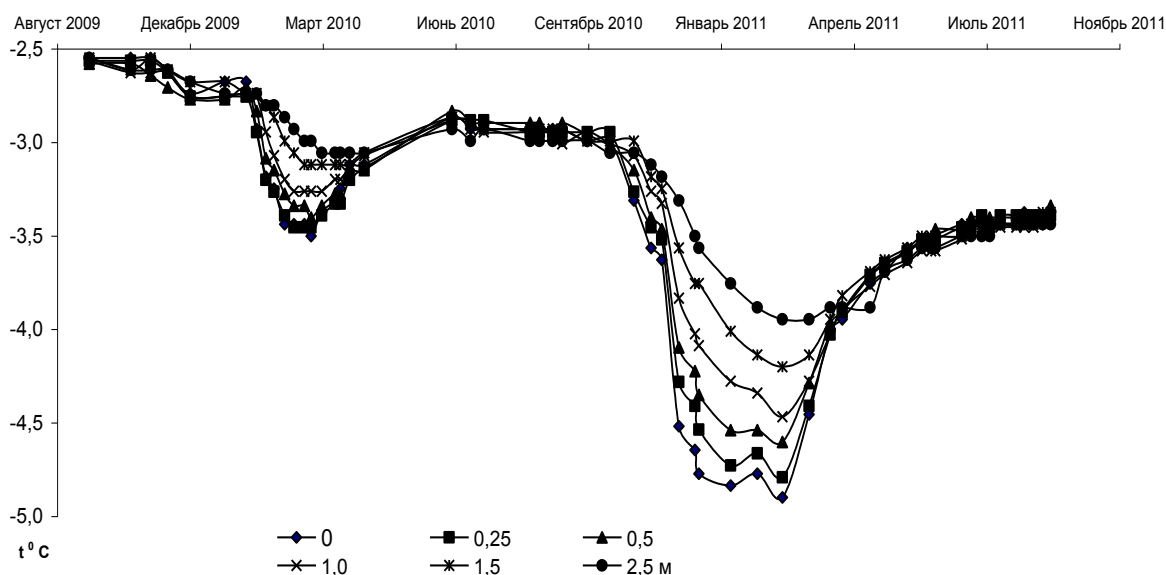


Рис.2. Динамика температуры грунтов вокруг опытной выработки на глубине 0 – 2,5 м.

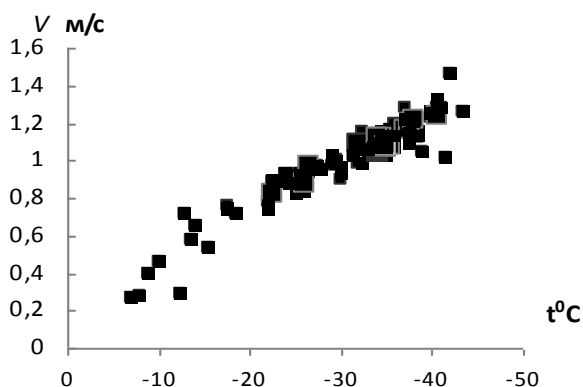


Рис.3. Зависимость скорости нисходящего потока воздуха от температуры на начальном участке трубы диаметром 300 мм.

Существенным недостатком рассматриваемой схемы охлаждающего устройства подземного хранилища, стены которого не гидроизолированы, является льдообразование на поверхности теплообменника в результате конденсации водяного пара. Несомненно, это приводит к развитию медленного процесса сублимации льда и окружающих мерзлых грунтов и некоторому снижению теплопередачи от воздушной среды в хранилище к потоку холодного воздуха в теплообменнике. За один цикл охлаждения на поверхности трубы намерзает слой плотного льда толщиной до 10 мм, который периодически требуется удалять. Увеличение длины и соответственно площади теплообменника в 2010 г в 1,7 раза не вызвало заметного изменения скорости потока воздуха в охлаждающем устройстве. Следовательно, охлаждающая способность рассматриваемого устройства может еще повыситься за счет увеличения длины теплообменника без изменения параметров труб для нисходящего и восходящего потоков

воздуха. На основании полученных данных можно сделать следующие основные выводы.

Воздушное охлаждающее устройство конвективного действия при соответствующих параметрах и площади теплообменной поверхности может обеспечить понижение температуры в подземной выработке до требуемого значения для долговременного хранения семян растений. Процессы сублимации льда и иссушения окружающих мерзлых грунтов при отсутствии гидроизоляционного покрытия будут происходить во все время эксплуатации хранилища. Охлаждающая способность устройства должна определяться требованиями достижения оптимальной температуры в подземном хранилище после первого или ряда циклов его работы. При выполнении первого требования возможности охлаждающего устройства в процессе дальнейшего его эксплуатации полностью не будут использоваться. При выполнении второго требования эксплуатация хранилища начинается не сразу после окончания его строительства.

Рассмотренная схема охлаждения мерзлых грунтов вокруг хранилища холодным наружным воздухом не обеспечивает необходимой стабильности температуры в хранилище. В летнее время температура в хранилище несколько повышается.

Для устранения отмеченных недостатков рекомендуется следующее.

Подземные криохранилища, являющиеся сооружениями

с длительным сроком эксплуатации, должны иметь гидроизоляционное покрытие для защиты окружающих их мерзлых грунтов от иссушения и разрушения. В зависимости от соотношения теплопроводности материала покрытия λ_p и окружающих мерзлых грунтов λ предлагаются следующие схемы охлаждения подземного криохранилища:

– при $\lambda_p \geq \lambda$ воздушный поток пропускается непосредственно по выработке или каналу, проложенному внутри нее;

– при $\lambda_{\text{н}} < \lambda$ воздушный поток пропускается по каналам, проложенным в мерзлых грунтах за гидроизоляционным покрытием.

Для стабилизации температуры в подземном криохранилище в летнее время предлагается аккумулировать холод в зимнее время с помощью воздушных охлаждающих труб в приповерхностных слоях массива мерзлых грунтов и криохранилище располагать на глубине, определяемой формулой сдвига фаз температурных колебаний (Общее мерзлотоведение, 1978) с учетом глубины закладки охлаждающих труб

$$h \quad z = 2\delta\sqrt{\pi\lambda / CT} + h,$$

где δ – сдвиг фаз, принимаемый равным 6 месяцам, λ и C — коэффициенты теплопроводности и теплоемкости грунтов; T - период колебаний атмосферного воздуха (8760 ч). Для снижения притока тепла в грунт над приповерхностными охлаждающими трубами предусматривается теплоизоляция.

Заключение

Оптимальная температура для хранения семян растений в подземных хранилищах в условиях криолитозоны с недостаточно низкой отрицательной температурой окружающих мерзлых грунтов может быть обеспечена с помощью воздушных охлаждающих устройств конвективного действия. В зимнее время необходимая температура поддерживается с помощью

воздушного охлаждающего устройства, проложенного внутри хранилища или в мерзлых грунтах за гидроизоляционным покрытием его стен. В летнее время охлаждение криохранилища достигается за счет холодной температурной волны от системы охлаждающих труб, располагаемых у поверхности земли, и теплоизоляции от летнего прогрева.

Литература

- Кершенголец Б.М., Иванов Б.И., Десяткин Р.В., Ремигайло П.А., Федоров И.А., Чжан Р.В. 2008. Использование естественного холода многолетнемерзлых пород для длительного хранения генетических ресурсов. М.: Вестник ВОГиС, 2008, т.12, №4- С.524-533.
- Кузьмин Г.П.2002. Подземные сооружения в криолитозоне.—Новосибирск:Наука, 2002.-176 с.
- Курилко А.С., Киселев В.В., Хохолов Ю.А., Романова Е.К. Регулирование теплового режима подземных сооружений складского и специального назначения.- Якутия: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН , 2011 .- 245 с.
- Общее мерзлотоведение (геокриология). Под ред. В.А.Кудрявцева.- М.: Изд-во МГУ, 1978.-464 с.

Совместное моделирование динамики деятельного слоя и процессов формирования стока на примере малых водосборов Колымской водно-балансовой станции

Л.С. Лебедева

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия

О.М. Семенова

Государственный Гидрологический Институт, Санкт-Петербург, Россия

Реферат

Гидрологические процессы, протекающие в Арктике, обладают отличительными чертами, которые связаны с наличием многолетней мерзлоты и протаивающего деятельного слоя. Целью данного исследования стала верификация алгоритмов гидрологической модели «Гидрограф» в зоне многолетней мерзлоты на основе данных наблюдений за стоком и переменными состояниями деятельного слоя, полученных на Колымской водно-балансовой станции (КВБС). Анализ материалов наблюдений КВБС показал, что глубина деятельного слоя меняется в широких пределах на ограниченной территории и зависит от типа ландшафта. В рамках исследования были выделены три основных типа ландшафтов, значительно отличающихся режимом и интенсивностью формирования деятельного слоя, такие как каменные осыпи (гольцы), тундровое редколесье и заболоченный лиственничный лес. Систематизация свойств их почвенного и растительного покрова позволила оценить значения параметров модели «Гидрограф» без применения методов калибровки. Совместное моделирование динамики деятельного слоя и процессов формирования стока было проведено для объектов КВБС, используя один и тот же набор значений параметров модели. Рассчитанные максимальные глубины протаивания удовлетворительно согласуются с данными наблюдений, однако расчетные сроки промерзания значительно запаздывают по сравнению с наблюдаемыми. Анализ результатов моделирования гидрографов стока показал, что алгоритмы модели, описывающие процесс фильтрации воды в мерзлую почву в период снеготаяния, не вполне адекватно отражают природные процессы, и требуют дальнейшей доработки. Это связано с тем, что преувеличивается роль поверхностного стока в период снеготаяния и недооценивается количество просочившейся в грунт и замерзшей там воды. Результаты моделирования стока в летний период в условиях протаявшего деятельного слоя признаны удовлетворительными. В работе показана важность наличия данных наблюдений для усовершенствования моделей формирования стока в зоне многолетней мерзлоты. Возрождение Колымской водно-балансовой станции могло бы в значительной мере способствовать этому.

Ключевые Слова: Деятельный слой; Колымская водно-балансовая станция; мерзлота; модель «Гидрограф»; формирование стока

Введение

Гидрологический цикл Арктики является предметом многочисленных исследований, поскольку в настоящее время подвергается как влиянию изменений климата, так и антропогенному воздействию. Одним из основных факторов формирования стока в полярных регионах является многолетняя мерзлота.

Динамика формирования деятельного слоя, существенно зависящая от свойств того или иного ландшафта, усложняет характер протекания гидрологических процессов. Трудность изучения этих процессов состоит в том, что необходимо принимать во внимание энергетическую составляющую гидрологического цикла. Так, процессы фильтрации воды в мерзлые грунты, формирования мерзлотного водоупора, водообмена между поверхностными и подземными водами, сезонного перераспределения стока за счет замерзания в почвогрунтах жидких осадков или талой воды зависят от теплового баланса мерзлых пород.

Наши представления о гидрологических процессах в Арктике до сих пор остаются неполными, поэтому

их математические формулировки в виде моделей тех или иных процессов создаются и тестируются на основе данных натурных наблюдений.

Задача построения физически обоснованной распределенной гидрологической модели, в которой на необходимом уровне детальности описываются динамика энергии и влаги в условиях конкретного водосбора, для расчетов характеристик речного стока и оценки переменных состояний бассейна зоны многолетней мерзлоты ставится многими исследователями.

Так, канадские исследователи (Pomeroy и др. 2007) работают над созданием и усовершенствованием физически обоснованной гидрологической модели Cold Region Hydrological Model (CHRM). В модели CHRM детально описаны такие процессы, как накопление и ветровое перераспределение снега, его таяние с использованием уравнений энергетического баланса, фильтрация воды в мерзлые грунты и испарение. Особенностью подхода, предложенного канадскими учеными, является отсутствие калибровки параметров модели в ходе расчетов. Хотя модель имеет детально разработанный алгоритм для

моделирования гидрологических процессов в точке, CHRM пока еще предоставляет ограниченную возможность для расчета стока с территории всего бассейна.

В США исследования процессов формирования стока в многолетней мерзлоте ведутся на территории Аляски. На основе полевых исследований в бассейнах рек Купарук и Имнавейт была разработана детерминированная, распределенная модель для описания термических и гидрологических процессов на арктических территориях ARHYTHM (Zhang и др. 2000). Авторами ARHYTHM показана гидрологическая значимость таких процессов, как фазовые переходы в почве, снеготаяние, эвапотранспирация летом и формирование деятельного слоя.

Россия имеет многолетний опыт проведения специальных гидрометеорологических наблюдений на сети водно-балансовых станций, расположенных в различных природных зонах страны.

Колымская Водно-Балансовая станция (КВБС), расположенная в верховьях р. Колымы, уникальна для горных районов многолетней мерзлоты. С 1948 года там проводился широкий круг специальных наблюдений. Данные, собранные на станции, неоднократно использовались для разработки, тестирования и совершенствования гидрологических моделей (Гусев и др., 2006; Кучмент и др., 2000; Semenova, 2010).

Опыт отечественных исследований в области моделирования стока в районах распространения многолетней мерзлоты (Гусев и др. 2006, Кучмент и др. 2000, Semenova, 2010) показал, что изменения температуры и фазовые переходы в почве оказывают существенное влияние на гидрологические процессы, определяя возможности инфильтрации воды в почву и формирование поверхностного, почвенного и подземного стока.

Использованная в настоящей работе гидрологическая модель «Гидрограф» неоднократно применялась для расчетов стока в полярных регионах (Pomeroy et al., 2010; Semenova & Vinogradova, 2009; Vinogradov et al., 2011; Lebedeva & Semenova, 2011). Результаты расчетов, представленные в этих работах, позволяют сделать вывод о том, что модель «Гидрограф», при дальнейшем развитии ее алгоритмов, имеет большой потенциал для ее использования, как в исследовательских целях, так и при решении практических задач в зоне распространения вечной мерзлоты, в том числе на водосборах с недостатком или полным отсутствием данных наблюдений.

Цели и задачи

Необходимость учитывать влияние мерзлоты на гидрологические процессы приводит к тому, что в моделях должны использоваться алгоритмы, работоспособные как в условиях мерзлоты, так и без нее. Чтобы отвечать указанному требованию, они должны основываться не на локальных эмпирических связях, а на общих физических закономерностях протекания процессов формирования стока. На этих принципах построена использованная в работе

детерминированная распределенная гидрологическая модель «Гидрограф» (Виноградов, 1988; Виноградов & Виноградова, 2010).

С позиций физически обоснованного подхода процесс формирования деятельного слоя и стока воды на водосборе должен описываться одним и тем же набором значений параметров модели. Это возможно, если в качестве таковых используются физические (измеряемые на местности) свойства ландшафтов.

Целью данного исследования стала верификация алгоритмов гидрологической модели «Гидрограф» в зоне многолетней мерзлоты на данных наблюдений за стоком и переменными состояниями деятельного слоя.

Для этого был проведен анализ глубин сезонного протаивания почвогрунтов в разных условиях Колымской водно-балансовой станции (КВБС), систематизированы свойства ландшафтов, назначены параметры модели, проведены расчеты глубины протаивания и стока воды.

Объектом изучения выбран малый водосбор руч. Контактный (21,6 км²) на КВБС.

Проведенная систематизация параметров, описывающих процессы протаивания и формирования стока в данных природных условиях, позволила использовать значения этих параметров для моделирования расхода воды с четырех более крупных бассейнов в сходных условиях Северо-Востока России. (Семенова & Лебедева, 2012 – сборник, стр.???) Этому благоприятствует тот факт, что условия Колымской станции являются репрезентативными для обширной территории Северо-Восточной Сибири (Бояринцев, 1988).

Модель «Гидрограф»

Модель «Гидрограф» является детерминированной гидрологической моделью с распределенными параметрами, описывающей процессы формирования стока исходя из их физического понимания.

Концепции, положенные в основу моделирующей системы и ее алгоритмы подробно изложены в работах Виноградова (1988), Виноградова & Виноградовой (2010) и Vinogradov et al. (2011). В данном сборнике описание модели «Гидрограф» может быть найдено в статье Семеновой & Лебедевой (стр. ???).

Основным преимуществами модели «Гидрограф» являются:

- универсальность, то есть возможность ее использования для бассейнов любого размера без изменения структуры модели;
- использование физических свойств ландшафтов, наблюдаемых в природе, в качестве параметров модели;
- использование данных стандартных метеорологических наблюдений (слой осадков, температура и дефицит влажности воздуха) в качестве входа.

Математическое описание процессов формирования стока модели включает в себя: перехват осадков растительностью, формирование, таяние и водоотдачу снега, поверхностное

задержание, динамику тепла и влаги в почве, поверхностное, почвенное и подземное стокообразование, испарение, склоновую и русловую трансформацию стока.

Концепция стокоформирующих комплексов (СФК), используемая в модели «Гидрограф» для пространственной дискретизации бассейнов, является одной из ключевых. Территория бассейна делится на несколько условно однородных частей, называемых СФК. Предполагается, что характеристики почвы, растительности, рельефа и других компонентов ландшафта внутри одного СФК неизменны, а процесс формирования стока единообразен. Значительная часть параметров модели назначается отдельно для каждого СФК, и таким образом происходит их систематизация.

Материалы

Общая информация о КВБС

Колымская водно-балансовая станция (КВБС) располагается в верховьях р. Колымы в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. На ней с 1948 по 1997 велись как стандартные гидрометеорологические измерения, так специальные и экспериментальные, включающие в себя наблюдения за формированием деятельного слоя, снегомерные съемки на разных ландшафтах, испарение с различных подстилающих поверхностей и др. (рис. 1) (Материалы наблюдений... 1948-1990). С 1997 года воднобалансовые наблюдения на КВБС законсервированы, и на сегодняшний день там ведутся только метеорологические наблюдения и за стоком на семи ручьях.

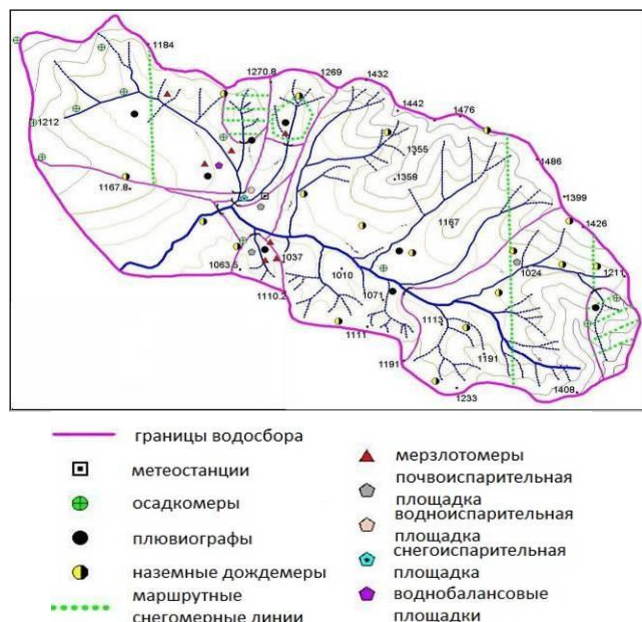


Рис. 1. Схема Колымской водно-балансовой станции

Рельеф местности горный, высота склонов меняется от 800 до 1700 м. Среднегодовая температура воздуха за период 1950 – 1990 гг. составила -11.6°C , годовые суммы осадков 250–440 мм (Zhuravin, 2004).

Ландшафты КВБС

Согласно Королеву (1982) на КВБС можно выделить шесть основных типов почвенно-растительного покрова: гольцы (каменные осыпи), горные тундры, мохово-лишайниковое лиственничное редколесье, заросли кедрового стланика, закустаренные редкостойные лиственничные леса, заболоченные закустаренные лиственничные редины.

На основании этого деления и описание почв, растительности, геологического строения и другой информации, сопровождающей данные наблюдений, целесообразно выделить три СФК – гольцы (каменные осыпи), тундровое редколесье и заболоченный лиственничный лес (рис. 2).

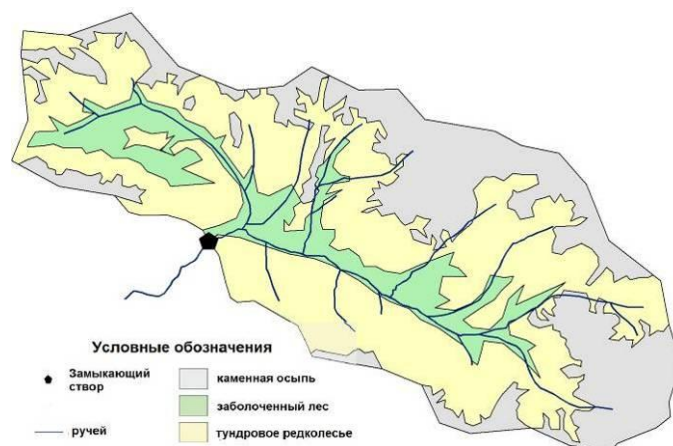


Рис. 2. Основные ландшафты на территории КВБС

Гольцы занимают верхние и крутые части склонов, где произрастают лишь накипные лишайники. Горные тундры и редколесья распространены в седловинах и средних частях склонов. Здесь произрастают редкие лиственницы, кедровый стланик, мхи и лишайники. Заболоченные лиственничные леса занимают плоские долины и террасы.

Наблюдения за деятельным слоем

В разное время на КВБС функционировало около двадцати мерзлотомеров. Их период наблюдений составил от 3 до 25 лет.

Анализ данных наблюдений за динамикой протаивания и промерзания почвы показал, что глубина деятельного слоя обладает значительной изменчивостью по территории станции и зависит, в основном, от типа ландшафта. Схема характерных для двух различных ландшафтов профилей почв с типичной формой протаивания и промерзания, показаны на рис. 3.

Максимальная зафиксированная за весь период наблюдений КВБС глубина деятельного слоя составляет 1.7 м, а по экспедиционным данным Банцкеиной (2003) – до 2.3 м. Такие глубины характерны для гольцов, где отсутствуют развитый почвенный профиль и растительность (рис. 3). Вода легко проникает через щебень до водоупора, которым здесь служит поверхность мерзлоты, и быстро стекает в русло; формируются сухие условия. Минимальная глубина протаивания (до 0.6 м) наблюдается в заболоченных лесах, где в почвенном профиле

присутствует значительный слой торфа (рис. 3), а поверхность почвы покрыта слоем мха, что затрудняет теплообмен и способствует формированию влажных условий.

Наблюдения за стоком

Расход воды измерялся на девяти водосборах КВБС площадью от 0.27 км² до 21.6 км² со средними высотами от 985 до 1370 м. Бояринцев (1988) отмечает, что малые водосборы КВБС отражают локальные особенности формирования стока, характерные для определенных ландшафтов, а более крупные бассейны являются репрезентативными для территории всего региона.

Весной, сразу после таяния снега, когда процесс протаивания почвы только начинается, талые воды повсеместно образуют поверхностный сток, кроме территорий, занятых гольцами. Значительная часть талых вод просачивается в мерзлый грунт и замерзает там. Этот лед является дополнительным источником воды летом, поэтому в теплый сезон сток наблюдается даже при длительном отсутствии осадков. (Бояринцев 1988). Описанный процесс сезонного перераспределения воды достигает максимального развития в гольцах, где почти весь объем талой воды просачивается в грунт.

Результаты

Моделирование деятельного слоя

Два мерзлотомера, отражающие особенности двух основных типов протаивания почв, были выбраны для моделирования глубины деятельного слоя. Один из них располагается в гольцовой зоне на склоне южной экспозиции на высоте чуть более 1000 м, другой находится в долине ручья в пределах заболоченного леса на высоте менее 900 м. Данные наблюдений доступны за 1977-1978 гг. для мерзлотомера в гольцах и за 1980-1984 гг. для мерзлотомера в заболоченном лесу.

Основными параметрами модели «Гидрограф», определяющими процессы динамики влаги и тепла в почве, являются физические свойства почв и растительности. Для проведения расчетов в каждом почвенном профиле были выделены 20 расчетных слоев почвы (РСП) толщиной 10 см. Каждый РСП характеризуется набором параметров, отражающих его тепло- и водно-физические свойства. Значения параметров назначались по литературным данным и описаниям почвенных разрезов, сопровождающих материалы наблюдений (Материалы наблюдений... 1959-1991, Пособие ... 1988, Банцекина 2003).

В Табл. 1 приведены значения таких параметров модели, как пористость (П), плотность (ПЛ), максимальная водоудерживающая способность (МВС), коэффициент фильтрации (КФ), теплопроводность (ТР) и теплоемкость (Т). Эти значения характеризуют слои почвы в сухом состоянии.

По Материалам наблюдений КВБС (1959-1990), деятельный слой уходит осенью под снег в воздушно-сухом состоянии, тогда как ниже его по профилю все поры грунта заполнены льдом. В соответствии с этим начальные значения льдистости в верхних 6 РСП для

заболоченного леса и 16 РСП в гольцах назначались равными значениям их МВС, а в нижних РСП – равными значениям пористости.

Расчеты влажности (льдистости) и температуры РСП ведутся одновременно. При этом значения коэффициента фильтрации, теплопроводности и теплоемкости РСП уточняются в зависимости от содержания влаги (льда) в слое.

Максимальная водоудерживающая способность варьируется в широком диапазоне от 0.13 в гольцах до 0.50 в торфяном горизонте почвы заболоченного редколесья. Теплопроводность принимает значения от 2,3 до 0,8 Вт/м*°С, теплоемкость – 750 и 1930 Дж/кг*°С в почвах гольцов и леса соответственно.

На рис. 4 показано сравнение рассчитанных и наблюдаемых глубин деятельного слоя для выбранных мерзлотомеров. Измеренная и рассчитанная максимальная глубина протаивания хорошо согласуются друг с другом. Однако промерзание согласно модельным расчетам значительно запаздывает по сравнению с данными наблюдений. Предполагаемая причина заключается в том, что рассчитываемое теплоизоляционное влияние снежного покрова осенью значительно завышено.

Табл. 1. Принятые значения почвенных параметров модели «Гидрограф»

	П, б/р	ПЛ, кг/м ³	Т, Дж/кг*°С	ТР, Вт/м*°С	МВС, б/р	КФ, мм/мин
Мох	0.80	900	1930	0.5	0.60	10
Торф	0.80	1750	1930	0.8	0.50	0.3
Глина с обломками камней	0.50	2650	750	1.7	0.15	1
Каменная осыпь	0.55	2600	750	2.3	0.13	1.8
Материнская порода	0.50	2650	750	2.3	0.13	1.8

См. обозначения в тексте

Моделирование стока воды

Моделирование стока для ручья Контактный (площадь 21.6 км²) было проведено для периода с 1971 по 1984 г. При этом использовались те же значения параметров почвы и растительности, что и при расчетах глубины деятельного слоя. Сравнение наблюдаемых и рассчитанных гидрографов стока для 1981-1982 гг. показано на рис. 5.

Наблюдаемый среднегодовой слой стока за период моделирования 14 лет составил 287 мм, рассчитанный – 220 мм. Средняя ошибка равна 24%. Максимальная разница между наблюдаемыми и рассчитанными значениями годового стока достигает 49% и относится к 1983 г., одному из самых засушливых лет (сумма осадков всего 307 мм). Это, скорее всего, объясняется тем, что абсолютные ошибки расчета в засушливые годы вносят более значительный вклад, и относительная погрешность возрастает. Ошибки менее 20% наблюдаются во влажные годы (например, 1972, 1975, 1977, 1979, 1981 и 1984). В целом модель незначительно недооценивает сток.

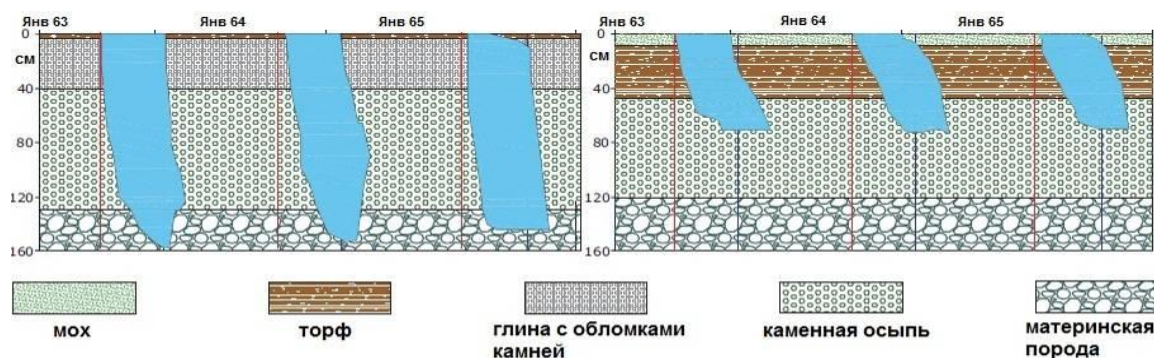


Рис. 3. Почвенный профиль и характерный ход протаивания каменной осыпи (слева) и почв заболоченного леса (справа)

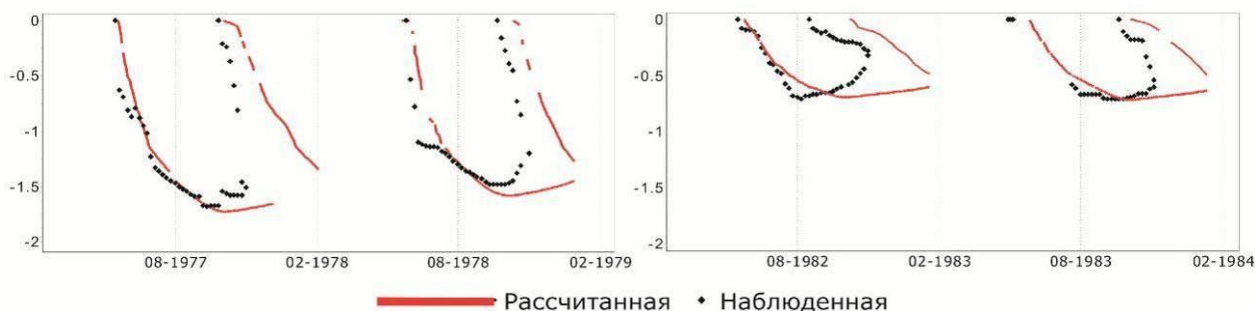


Рис. 4. Рассчитанная и наблюдаемая глубина протаивания почвы в каменной осыпи (слева) и заболоченном лесу (справа).

Как показано на рис. 5, максимальное отклонение рассчитанного расхода воды от наблюдаемого в течение года происходит во время снеготаяния. Согласно расчетам, вся талая вода образует быстрый поверхностный сток по еще промерзшей почвеповсеместно, включая и территории гольцов (40 % площади водосбора). Таким образом формируется высокий пик половодья сразу после окончания периода снеготаяния. В работе Банцекиной (2003) на основании полевых исследований на экспериментальном участке в гольцовой зоне КВБС показано, что в начале снеготаяния вся образующаяся вода замерзает в деятельном слое, формируя инфильтрационный лед. Русловой сток начинается только тогда, когда 90 % сезонноталого слоя прогреется до 0°C .

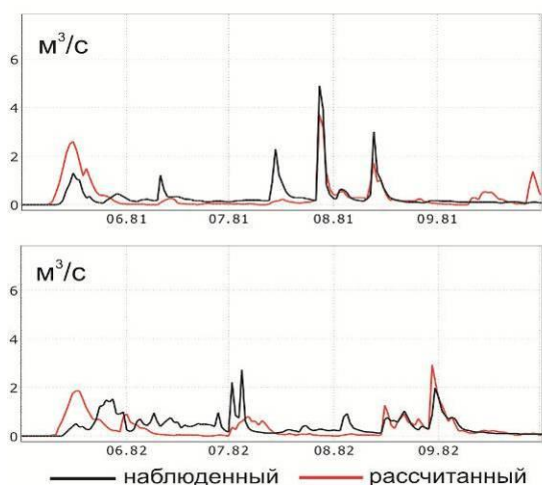


Рис. 5. Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока ($\text{м}^3/\text{с}$), ручей Контактный, 1981-1982 гг.

Во второй половине лета и осенью рассчитанные и наблюдаемые гидрографы хорошо согласуются друг с другом.

Влажность почвогрунтов играет важную роль в зоне многолетней мерзлоты как в качестве аккумулятора воды на водосборе, так и регулятора таких потоков влаги и тепла как испарение и фазовые переходы в деятельном слое (Hinzman и др. 2003). Интеграция в гидрологические модели алгоритмов расчета процессов фильтрации воды в мерзлые грунты и протаивания почвы остается актуальной задачей. Несмотря на то, что такие алгоритмы разработаны для решения частных задач (Аржанов и др. 2007, Кудрявцев 2004, Перлыштейн 2009), было сделано лишь несколько попыток явным образом включить описание этих процессов в гидрологические модели (Gray и др., 2001; Кучмент и др., 2000, Zhang и др., 2008), в том числе и в модель «Гидрограф» (Виноградов и др., 2011). Основной трудностью в зоне многолетней мерзлоты является учет меняющихся водно-физических свойств почвенных слоев, таких как максимальная водоудерживающая способность и коэффициент фильтрации, в процессе фазовых переходов воды. Концептуализация этих процессов в современных моделях в большей мере основывается на эмпирических данных наблюдений. Например, сравнение алгоритмов, описывающих процесс фильтрации воды в мерзлую почву, принятых в моделях CRHM (Pomeroy et al., 2007) и «Гидрограф» (Vinogradov et al., 2011), проведенное в работе Lebedeva & Semenova (2011), показало, что похожие результаты расчета стока могут быть достигнуты при использовании принципиально разных подходов. По мнению авторов данного исследования, только совместный анализ данных наблюдений за влажностью почвы и стоком на малых, однородных в

ландшафтном плане, водосборах и одновременная систематизация измеренных водно-физических свойств почвы могут стать основой для решений поставленной задачи.

В заключение можно сделать вывод о том, что параметры модели, представляющие собой водно-физические свойства мерзлых почв, в значительной мере определяют результаты расчета стока. Несмотря на удовлетворительные результаты моделирования процессов протаивания тех же результатов по стоку пока добиться не удаётся. Требуется дальнейшая проработка алгоритмов фильтрации воды в мерзлую почву гольцовой зоны.

Заключение

Целью данного исследования была оценка способности модели «Гидрограф» отображать формирование стока в зоне многолетней мерзлоты с использованием данных наблюдений за протаиванием почвы в качестве информации для уточнения параметров. Особенностью модели «Гидрограф» является тот факт, что в качестве ее параметров используются физические свойства почвенно-растительного покрова.

Анализ данных о динамике деятельного слоя показал, что его толщина связана с типом почвы и растительности, через которые на процесс протаивания опосредованно влияют высота, уклон и ориентация склона. Глубина деятельного слоя имеет высокую изменчивость в пределах территории КВБС, варьируясь от 0,6 м в заболоченных лесах в долинах ручьев до 1,7 м на оголенных каменных осыпях и верховьях склонов.

Результаты моделирования глубины деятельного слоя показали, что такие параметры модели как пористость и максимальная водоудерживающая способность почвы, ее теплоемкость и теплопроводность играют важную роль в расчете динамики тепла в почве. Они могут быть заданы, исходя из информации о почвенном профиле, и сохраняют устойчивые значения.

Рассчитанная глубина протаивания почвы летом совпадает с наблюдаемыми значениями на обоих ландшафтах, тогда как рассчитанные сроки полного промерзания в холодный период значительно запаздывают по сравнению с наблюдаемыми. Предполагается, что уточнение алгоритма расчета теплоизоляционного влияния снега может решить данную проблему.

Моделирование расхода воды в замыкающем створе руч. Контактный было проведено с использованием тех же значений параметров модели, что и для расчета глубины деятельного слоя. Результаты моделирования показали, что блок алгоритма модели, описывающий процесс фильтрации воды в мерзлую почву в период снеготаяния, не вполне адекватно отражает действительные процессы, и требует дальнейшей доработки. Результаты моделирования стока в летний период в условиях протаявшего деятельного слоя признаны удовлетворительными.

Модельные расчеты на основе многолетних детальных наблюдений за процессами в зоне

многолетней мерзлоты являются необходимым шагом для надежной параметризации физически-обоснованных моделей. Параметры почвы и растительности, скорректированные и систематизированные в ходе данного исследования, могут быть использованы для расчетов стока в бассейнах со схожими природными условиями (Семенова & Лебедева, 2012).

В работе показана важность наличия данных наблюдений для усовершенствования моделей формирования стока в зоне многолетней мерзлоты, возрождение Колымской Водно-Балансовой станции могло бы в значительной мере способствовать этому.

Благодарность

Работа выполнена при поддержке Российско-Немецкой Лаборатории Морских и Полярных Исследований им. О.Шмидта.

Литература

- Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И. 2007 Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа). // Криосфера Земли, т.11, № 4, с.65-69.
- Бояринцев Е.Л. 1988. Азональные факторы формирования дождевого стока на территории Колымской ВБС. // Труды ДВНИГМИ, вып.135: 63-97. (на русском языке)
- Банцеккина Т.В. 2003. Особенности гидротермического режима слоя сезонного протаивания крупнообломочных склоновых отложений в весенне-летний период (на примере Верхнеколымского нагорья): Автореф. дис. канд. геогр. наук. – Якутск, 23 с.
- Виноградов Ю.Б. 1988. Математическое моделирование процессов формирования стока. Опыт критического анализа. – Л.: Гидрометеиздат, 312 с. (на русском языке)
- Виноградов Ю.Б. и Виноградова Т.А. 2010. Математическое моделирование в гидрологии. – М.: Академия, 366 с. (на русском языке)
- Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. 2006. Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP. // Водные Ресурсы, том 33, № 2: с. 133-145. (на русском языке)
- Королев Ю.Б. 1982. Гидрологическая роль растительности Верхней Колымы. // Известия АН СССР. Сер. Биол., № 4: 516-529 (на русском языке)
- Кудрявцев С. А. 2004 Расчеты процесса промерзания и оттаивания по программе "Termoground". Реконструкция городов и геотехническое строительство. – СПб.-М., № 8: с. 83-97
- Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов А.И. 2000. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы). Водные ресурсы, том 27, №4: 435-444 (на русском языке)

- Материалы наблюдений Колымской воднобалансовой станции. 1949-1985 вып.1-27. – Магадан (на русском языке)
- Перлыштейн Г.З. 2009 Использование упрощенных моделей для оценки термического состояния криолитозоны. 11-е Сергеевские чтения, – Москва, с. 208-212.
- Пособие по прогнозу температурного режима грунтов Якутии. 1988. Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, Якутск
- Семенова О.М. и Лебедева Л.С., 2012. Расчет Инженерных Характеристик Стока в Условиях Недостаточности Данных Гидрометеорологических Наблюдений Северо-Востока России. – Сборник трудов 10-й международной конференции по мерзлотоведению (на русском языке)
- Hinzman, L.D., Kane D.L., Yoshikawa K.. 2003. Soil Moisture Response to a changing climate in arctic regions. *Tôhoku Geophysical Journal*. 36(4):369-373
- Lebedeva, L.S. & Semenova, O.M., 2011. Evaluation of climate change impact on soil and snow processes in small watersheds of European part of Russia using various scenarios of climate. *Technical Documents in Hydrology* (in review)
- Lebedeva L.S., Semenova O.M. (2011) Comparison of two approaches to simulate soil water dynamics in the permafrost landscapes. EGU General Assembly 2011, Book of abstracts.
- Pomeroy, J.W., Gray, D.M., Brown, T., Hedstrom, N.H., Quinton, W.L., Granger, R.J. S.K. Carey. 2007. The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, 21, 2650-2667.
- Pomeroy, J., Semenova, O., Fang, X., Vinogradov, Y., Ellis, C., Vinogradova, T., MacDonald ,M., Fisher, E., Dornes, P., Lebedeva, L., Brown, T., 2010. Wolf Creek Cold Regions Model Set-up, Parameterisation and Modelling Summary, Centre for Hydrology, Report 8.
- Semenova, O.M. & Vinogradova, T. A. 2009. A universal approach to runoff processes modelling: coping with hydrological predictions in data-scarce regions. *New Approaches to Hydrological Prediction in Data-sparse Regions. Proc. of Symposium HS.2 at the Joint IAHS & IAH Convention, Hyderabad, India, September 2009.*
- Vinogradov, Yu. B., Semenova, O. M., Vinogradova, T. A., 2011. An approach to the scaling problem in hydrological modelling: the deterministic modelling hydrological system. *Hydrological Processes*, n/a. doi: 10.1002/hyp.7901
- Zhang, Y., Carey, S., Quinton, W., 2008. Evaluation of the algorithms and parameterizations for ground thawing and freezing simulation in permafrost regions. *J. Geophys. Res.*, 113, D17116, doi:10.1029/2007JD009343.
- Zhang, Y, Carey, S.K, Quinton, W.L, Janowicz, J.R, Flerchinger, G.N., 2010. Comparison of algorithms and parameterizations for infiltration into organic-covered permafrost soils. *Hydrological and Earth System Science*, 14, 729-750.
- Zhang, Z., Kane, D.L., Hinzman, L.D., 2000. Development and Application of a Spatially Distributed Arctic Hydrologic and Thermal Process Model (ARHYTHM). *Journal of Hydrological Processes*, 14(6), 1017-1044.
- Zhuravin, S.A., 2004. Features of water balance for small mountainous watersheds in East Siberia: Kolyma Water Balance Station case study. *Northern Research Basins Water Balance. IAHS publ.*, 290, 28 – 40.



Зональность глубины сезонного протаивания вдоль Ямальской трансекты

М.О. Лейбман, А.В. Хомутов, П.Т. Орехов
Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия
О.В. Хитун
Ботанический институт им. Комарова РАН, С-Петербург, Россия
Х.Эпштейн, Дж.Фрост
Университет Вирджинии, Шарлотесвилль, США
Д.Волкер
Университет Аляски в Фербенксе, Фербенкс, США

Реферат

В 2007-2010 годах проведены измерения глубины сезонного протаивания вдоль трансекты, пересекающей основные биоклиматические зоны тундры, начинаясь в южной части п-ова Ямал, через о.Белый, и до о.Хейса в архипелаге Земля Франца-Иосифа. Данные о скоростях протаивания, полученные на участках «Васькины Дачи» и «Остров Белый» за последние годы, использовались для расчета скорости и сроков достижения максимальной глубины протаивания. Зональность сезонного протаивания в различных биоклиматических подзонах наблюдается только при сопоставлении сходных типов местности. Дифференциация глубины сезонного протаивания, измеренной в различных литологических и геоботанических условиях, намного превышает дифференциацию этой величины при сравнении сходных участков в смежных биоклиматических подзонах и соизмерима с градиентом глубины протаивания вдоль всей трансекты длиной около 1500 км.

Ключевые Слова: Биоклиматическая подзона; литология; мониторинг; растительный покров; сезонноталый слой.

Введение

Слой сезонного протаивания является одной из важнейших и наиболее изученной характеристикой криолитозоны (Maskay 1977, Leibman 1998, Yershov 1998 и многие другие). Север Западной Сибири покрыт большим объемом полевых данных, демонстрирующих пространственное распространение этой характеристики (Melnikov et al. 2004). В ряде статей сопоставляются результаты, полученные на площадках мониторинга сезонного протаивания Института криосферы Земли СО РАН (Надым, Марре-Сале и Васькины Дачи), входящих в состав российской части международного проекта CALM (Васильев и др. 2008, Лейбман и др. 2011, Мельников и др. 2004, Vasiliev et al. 2008).

Исследование сезонноталого слоя вдоль Ямальской трансекты (рис. 1) проводилось в рамках проектов международного полярного года (GOA, CALM) и проекта LCLUC университета Аляски в Фербенксе (Walker et al. 2009, 2011b, 2012). В дополнение к существующей с 1993 г. площадке CALM на стационаре Васькины Дачи, были заложены 2 площадки в районе 147 км ж/д Обская-Бованенково (участок Лаборова), 3 дополнительные площадки на полигоне Васькины Дачи, 3 площадки в районе пос.Харасавей, 2 площадки на о.Белом в районе метеостанции им.Попова, и 2 площадки на о.Хейса архипелага Земля Франца Иосифа. Большая часть площадок имеет размер 50х50 м, одна площадка на полигоне Васькины Дачи 100х100 м и одна площадка на острове Белый 25х25 м. Площадки выбирались так, чтобы охватить песчаные и «зональные» участки, к последним относятся слабодренированные, сильно задернованные, сложенные пылевато-глинистыми породами (Таблица 1).

Таблица 1. Гранулометрический состав (%) и объемная влажность пород (ОВП, %) на участках трансекты. Песчаные площадки выделены цветом.

Номер площадки*	Песок	Пыль	Глина	ОВП
La1	18	59	23	37
La2	94	4	3	20
VD1	28	62	9	30
VD2	38	54	8	30
VD3	93	5	3	24
Kh1	23	54	23	35
Kh2	72	22	6	21
BO1	38	44	18	13
BO2	51	42	7	32
BO3	84	12	4	8
Kr1	60	33	7	38
Kr2	81	16	2	33

* La, Лаборова; VD, Васькины Дачи; Kh, Харасавей; BO, Остров Белый; Kr, Остров Хейса.

** Образцы на грансостав на острове Белый отбирались за пределами площадок измерения СТС, однако в сходных условиях.

Трансекта пересекает основные биоклиматические зоны (рис. 1), показанные на Циркумполярной карте растительности (Walker et al. 2005): зона Е (Лаборова), D (Васькины Дачи), С (Харасавей), В (о.Белый) и А (о.Хейса). Длина трансекты между крайними точками Ямала составляет 635 км. Остров Хейса расположен еще на 900 км севернее о.Белый.

Климат вдоль трансекты

Климатические параметры, определяющие глубину сезонного протаивания в целом следуют широтной

зональности. Данные метеостанций с юга (Салехард) на север (Марре-Сале, им.Попова и им.Кренкеля), характеризуются почти линейным снижением средней годовой и средней летней температуры с юга на север. Меридиональный градиент температуры воздуха для полуострова Ямал составляет примерно 3-4 градуса за разные годы на протяжении 775 км между м/с Салехард и м/с им.Попова (Погода России).

В таблице 2 собраны климатические параметры, влияющие на глубину сезонного протаивания, на год начала наблюдений по проекту GOA, а также на годы повторных наблюдений для метеостанции им.Попова (Участок Остров Белый) и метеостанции Марре-Сале (ближайшей к участку Васькины Дачи). На наш взгляд помимо суммы летних температур воздуха к таким параметрам относятся продолжительность летнего периода и сумма летних атмосферных осадков.

Таблица 2. Климатические параметры на год измерения.

Метеостанция	Начало протаивания	Конец протаивания	Теплый период, дни	Сумма летних температур	Летние осадки, мм
Салехард	26.05.07	12.10.07	137	46,9	312
Марре-Сале	15.06.07	17.10.07	124	29,4	126
	01.06.10	18.10.10	140	16,5	186
Попова	20.06.09	14.10.09	117	15,3	246
	05.06.10	28.09.10	115	9,9	146
Кренкеля	28.06.10	26.08.10	60	0,85	-

Факторы, влияющие на глубину протаивания

Известно, что температура воздуха лишь отчасти влияет на глубину сезонного протаивания, поскольку опосредствована многими другими факторами природной среды, а именно, составом пород, степенью дренированности, составом и толщиной напочвенного растительного покрова (Walker et al. 2003).

Ямал характеризуется существенными чертами, отличающими его от других Арктических равнин. При общей равнинности со значительной мощностью рыхлых пород, его центральная часть более высокая, с более сильно расчлененным рельефом, который снижается к югу в направлении р.Юрибей, и к северу. В то же время, самая южная часть Ямала – это предгорья Урала с низкорным рельефом и близким к поверхности залеганием коренных пород. Диапазон литологических разностей также широк от песка, а на юге Ямала и крупнообломочных пород, до глин и торфа. Активные склоновые процессы и широкое распространение полигональных образований создают развитую структуру поверхностного стока и, наряду с глубоким расчленением, определяют разнообразие степени дренированности различных участков. Также широко распространены песчаные вершины со значительными площадями раздувов, лишенных растительности. Перечисленным определяется необычайно широкий диапазон глубин сезонного протаивания. Дополнительное осложнение

связано с тем, что Ямал являлся ареной морской седиментации и на большей части своей территории (севернее широты р.Юрибей) не подвергался протаиванию в климатический оптимум голоцена. Кроме того, благодаря активности склоновых процессов, верхние промытые слои постоянно сносятся вниз по склону, выводя на поверхность новые порции засоленных пород.

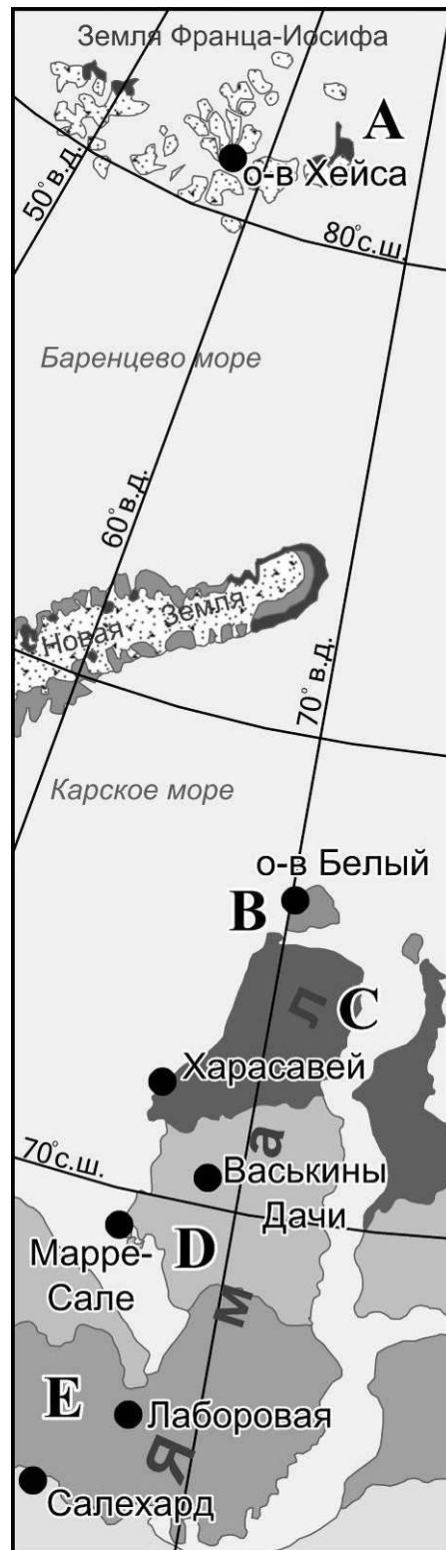


Рис. 1. Биоклиматические подзоны Ямальской трансекты

Именно с засолением связаны трудности в измерении глубины протаивания стандартными методами, а также в самом определении понятия глубины протаивания. Так, в засоленных глинах разница между глубиной проникновения положительной температуры пород и появлением первых ледяных линз может составлять 50-80%. (Leibman 1998).

На фоне биоклиматической зональности наблюдаются также специфические черты каждого исследованного участка, определяющие нарушение линейной зональности глубины протаивания. Так, растительный покров, определяющий в значительной степени глубину протаивания, распространен с нарушениями зональной закономерности, поскольку является помимо климата также функцией дренированности поверхности, уклонов, расчлененности рельефа, ветровой эрозии, интенсивности склоновых процессов.

Краткое описание участков работ

Площадки на участке Лаборовая расположены в низинах, так как только там крупнообломочный материал, препятствующий измерению глубины сезонного протаивания, встречается достаточно глубоко под поверхностью. Поэтому именно на этом участке наибольшая степень задернованности поверхности даже сложенной песчаными породами.

На участке Васькины Дачи наблюдается значительная расчлененность рельефа, переработка склонов оползневыми и термоэрозийными процессами, большие площади развеваемых песков, поэтому растительный покров на заметной части территории разрежен.

Участок Харасавей расположен в прибрежной части моря, на нем преобладают пески, однако поверхность ниже, чем на Центральном Ямале, расчленение меньше и относительно хорошая дренированность связана, в основном, с близостью базиса эрозии и преимущественно песчаным составом пород.

Участок Остров Белый расположен на самой низкой поверхности, тем не менее, достаточно хорошо дренирован в краевых частях террас и сильно увлажнен на внутренних поверхностях террас и пологих склонах. Это обуславливает значительный диапазон глубин сезонного протаивания.

Участок Остров Хейса расположен далеко от Ямала и условно принят за продолжение трансекты, поскольку подобные условия не встречаются в материковой части Западной Сибири. Условия здесь отличаются от тех, что наблюдаются на Ямале. Растительность весьма разрежена и незначительна по мощности. Основной фактор, определяющий дифференциацию глубин сезонного протаивания – это степень дренированности, которая, в свою очередь, определяется микрорельефом поверхности, в том числе, полигональными формами. В полигональных канавах сконцентрирована большая часть растительности и в этом случае она является ведущим фактором в определении глубины протаивания.

Результаты мониторинга сезонного протаивания

Измерения глубины сезонного протаивания велись на разных участках на разных отрезках теплого сезона. Для выявления зональных закономерностей срочные измерения были приведены к максимальному значению с использованием как расчетных методов, так и экспериментальных кривых темпов протаивания, полученных на участках Остров Белый и Васькины Дачи (Таблица 3).

Таблица 3. Средняя из максимальных глубина протаивания в под наблюдения на площадках вдоль трансекты.

Полигоны	Год измерения	Средняя из максимальных глубина протаивания, см	
		На песчаной площадке	На зональной площадке
Лаборовая	2007	110	84
Васькины Дачи	2007	113	82
Харасавей	2008	92	75
Остров Белый	2009-2010	100-90	54-50
Остров Хейса	2010	33	

На графиках (рис. 2-4) приведены средние для каждой площадки данные глубины сезонного протаивания за 2007 и 2010 годы, отличающиеся основными климатическими параметрами, приведенными в таблице 2 и нормализованными относительно среднего значения каждого параметра. Из графиков следует, что продолжительность теплого периода, видимо, несколько более существенный фактор, чем даже сумма положительных температур. Его уменьшение в северном направлении сопровождается уменьшением глубины протаивания в сходных литологических условиях. Можно отметить, что увеличение суммы летних осадков также несколько повышает глубину сезонного протаивания, причем в супесчаных и суглинистых породах даже больше, чем в фильтрующих песчаных.

В Таблице 4 продолжительность теплого периода и сумма положительных температур в градусомесяцах сопоставляются со средними значениями глубины протаивания на 4 площадках полигона Васькины Дачи. Площадка CALM характеризуется сочетанием разнообразных условий, площадка VD1 преимущественно суглинистая, VD2 песчано-супесчаная, но сильно задернована и VD3 – песчаная с разреженным растительным покровом. Литологический состав и степень задернованности проявляются в различиях глубин сезонного протаивания. При сопоставлении средних значений глубин протаивания для относительно однородных условий в пределах каждой площадки можно оценить влияние климатических параметров.

Увеличение продолжительности теплого периода в 2010 году по сравнению с 2007 г. на 17% сопровождалось резким снижением сумм положительных температур воздуха (почти в два раза). При этом глубина сезонного протаивания на смешанной площадке несколько увеличилась, на остальных площадках несколько уменьшилась.

Основное отличие заключается в том, что на площадке CALM значительную площадь занимают участки с песчаными раздувами, в то время, как остальные площадки задернованы. Одновременно 2010 г. характеризовался большей суммой атмосферных осадков (таблица 1), так что увеличение глубины протаивания в среднем для площадки CALM можно объяснить инфильтрацией на поверхностях, лишенных растительности.

Наблюдения за темпами протаивания на Васькиных Дачах показывают следующие результаты. Измерения глубины протаивания в 2011 году 12 августа по сравнению с 31 августа, предварительно принятым за 100% (за 19 дней) в среднем составили 96% в диапазоне от 75 до 100% при средней суточной температуре воздуха за этот период около 8°C. Измерения от 17 августа (за 14 дней) оказались в диапазоне от 82 до 100% при среднем значении почти 99% при средней суточной температуре воздуха около 4°C. Таким образом, измерения от 31 августа 2011 года с достаточной точностью могут быть приняты за максимальные даже при более высокой по сравнению с островом Белый средней декадной температуре воздуха около 4°C.

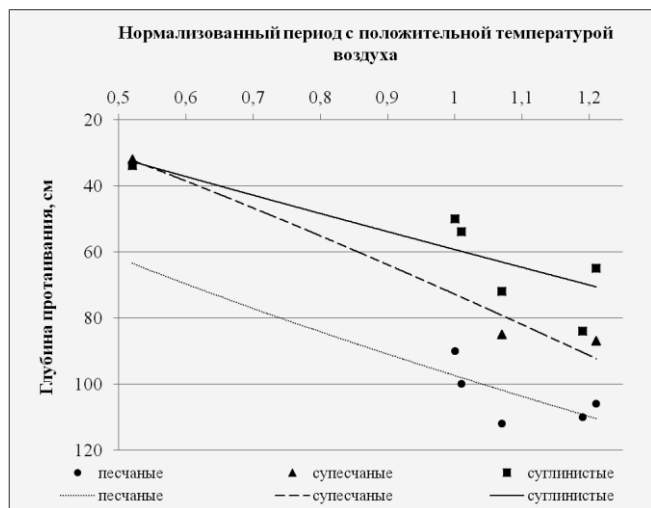


Рис. 2. Зависимость средней для участка глубины протаивания на песчаных, супесчаных и суглинистых породах от нормированной длительности теплого периода (точки измерения и степенная аппроксимация) за 2007 и 2010 годы

На Острове Белом измерения глубины протаивания велись в 2009 году в 3 срока и в 2010 году в 2 срока (таблица 4). Наблюдалось следующее. В 2009 году на песчаной площадке измерения от 27 июля показали от 48 до 83% от максимального протаивания (15 сентября) при средних значениях 74% и диапазона положительных температур воздуха не ниже +3°C. Измерения 15 октября (переход температуры воздуха через 0°C наблюдался 14 октября) показали начало обратного промерзания. В 2010 году переход температуры воздуха через 0°C наблюдался уже 28 сентября, поэтому к 15 октября (дате 2-го измерения) обратное промерзание снизу достигало 5 см (в среднем 3 см) при колебаниях температуры воздуха от -5 до +2. На суглинистой площадке промерзание оказалось еще глубже - до 12 см при средних

значениях 3 см, однако в некоторых точках на этой площадке продолжалось протаивание (до 6 см).

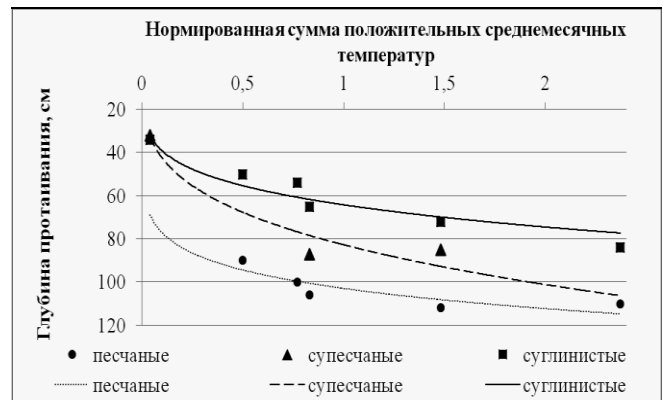


Рис. 3. Зависимость средней для участка глубины протаивания на песчаных, супесчаных и суглинистых породах от нормированной суммы температур теплого периода (точки измерения и степенная аппроксимация) за 2007 и 2010 годы

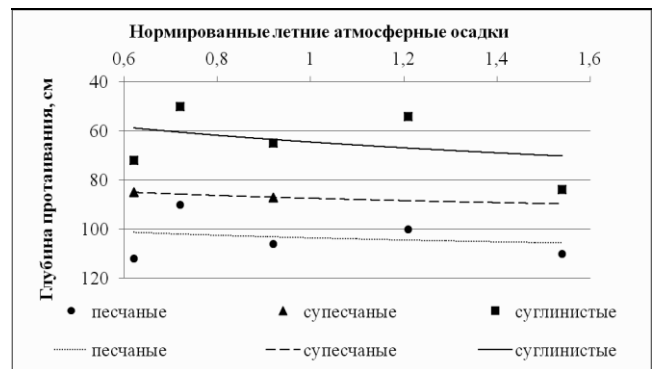


Рис. 4. Зависимость средней для участка глубины протаивания на песчаных, супесчаных и суглинистых породах от нормированной суммы летних осадков (точки измерения и степенная аппроксимация) за 2007 и 2010 годы

Мониторинг температуры пород в мелких скважинах показал, что при значениях температуры воздуха около +3°C протаивание прекращается и даже начинается промерзание сезонноталого слоя снизу.

Анализ особенностей растительного покрова не позволил установить причину такого разнонаправленного процесса в условиях одинакового климата. Анализ видового состава растительности на площадке CALM2 Острова Белый, приведенный в статье Хитун и др. (2011) позволяет оценить качественно теплофизические свойства растительности и предположить причину разной реакции отдельных зон площадки на понижение температуры воздуха. Так большая часть точек измерения, в которых наиболее активно шло промерзание снизу, относятся к растительному сообществу наиболее влажных участков с заболоченной пушицевой тундрой с густым травостоем (70-90%, включая и обильную ветوشь), несплошной моховой дерниной, с доминированием чаще всего мхов *Amblystegiaceae s.l.*

При практически одинаковой продолжительности теплого периода в 2009 и 2010 годах, суммы положительных температур значительно различаются

(таблица 5) и это отражается на средних значениях глубины протаивания (отличаются на 10%).

Таблица 4. Климатические параметры (по метеостанции Марре-Сале) и средние глубины сезонного протаивания на 4 площадках полигона Васькины Дачи в 2007 и 2010 гг.

Год	Период протаивания	Сумма летних температур воздуха	CAL M	VD 1	VD 2	VD 3
2007	124	29,4	85	72	72	112
2010	140	16,5	87	67	65	106
$\Delta\%$	117	56	102	93	90	95

Таблица 5. Климатические параметры (по метеостанции им.Попова) и средние глубины сезонного протаивания на 2 площадках участка Остров Белый за разные даты в 2009 и 2010 гг.

Даты	Период протаивания, дни	Сумма летних температур воздуха	Глубина протаивания, см	
			CALM 1	CALM 2
27.07.09	117	15,3	74	32
15.09.09			100	54
15.10.09			98	54
15.09.10	115	9,9	90	50
15.10.10			88	47

На рисунке 5 приведены темпы протаивания, рассчитанные как процент среднего значения измеренной глубины относительно среднего из максимальных измеренных значений, которые наблюдались 15 сентября. Анализ кривых показывает, что после 15 сентября (при переходе средней суточной температуры через $+3^{\circ}\text{C}$) начинается промерзание снизу. Об этом свидетельствует загиб кривой по данным измерений 15 октября на рисунке 5 и снижение глубины протаивания на эту дату по сравнению с результатами на 15 сентября (таблица 4).

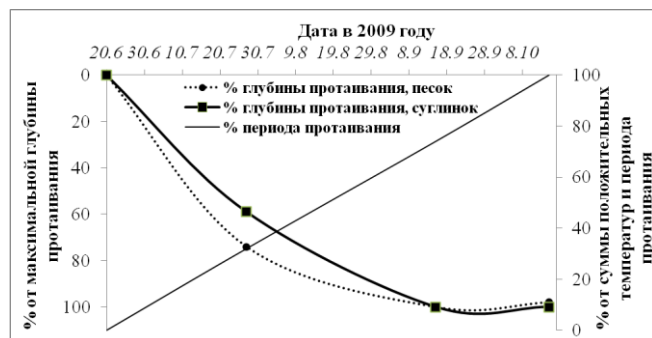


Рис. 5. Темпы протаивания по результатам мониторинга на участке Остров Белый в 2009 году

Максимальные значения глубины протаивания в песке достигаются раньше, чем в суглинке, видимо, в связи с меньшими затратами тепла на фазовые переходы. Поскольку на Острове Белом температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд по нашим данным колеблется в пределах $-4...-7^{\circ}\text{C}$, то промерзание снизу теоретически должно опережать (Гречищев 2002, Гречищев и Гречищева 1997) и на самом деле опережает промерзание сверху.

Зональность глубины сезонного протаивания

Приведенные результаты измерения глубины сезонного протаивания количественно подтверждают зональную закономерность изменения этой характеристики. Из анализа рисунка 2 следует, что при движении от биоклиматической подзоны Е (Лаборова) к подзоне А (Остров Хейса) средняя глубина протаивания в песчаных породах с несомкнутым растительным покровом снижается от прогнозируемой (рис. 2) величины 64 см на острове Хейса (если будут встречены дренированные песчаные поверхности) до 110 см в районе Лаборовой (по отдельным измерениям до 120 см). В глинистых породах средняя глубина протаивания изменяется в том же направлении от 32 до 70 см на протяжении 14 градусов вдоль меридиана от 66 до 80 градуса северной широты. Если рассмотреть только Ямальскую часть трансекты с наиболее достоверными данными (Васькины Дачи на юге и Остров Белый на севере), то выясняется, что при движении от подзоны D (примерно $70^{\circ}20'$ северной широты) до подзоны В ($73^{\circ}20'$), отстоящих друг от друга примерно на 330 км, средняя глубина протаивания на слабозадернованных песках возрастает от 90 см в подзоне В до 120 см в подзоне D, а в суглинках от 50 до 70 см, соответственно.

Аналогичные исследования, проведенные на Аляске (Walker et al. 2003) демонстрируют гораздо более узкий диапазон изменения глубины протаивания (от 25 до 62 см) в пределах трех геоботанических подзон (Е, D, и С), при изменении сумм положительных температур в северном направлении от 34 до 9 градусо-месяцев. Этот температурный диапазон соответствует зонам D, С и В на Ямальской трансекте (таблица 1) с диапазоном средних глубин протаивания от 50 до 113 см. Такие различия между Ямальской и Аляскинской трансектами определяются в наибольшей степени более глинистым составом пород на Аляске и более мощным органометным слоем, которые компенсируют более мощную биомассу на Ямальской трансекте по сравнению с Аляскинской (Walker et al. 2012).

Таким образом, зональные изменения средней глубины протаивания для Ямала составляют до 10 см на 100 км, а для всей трансекты (примерно 1500 км по меридиану) 30-40 см или 2-2,5 см на 100 км. Такой растянутый градиент подчеркивает неоднозначность влияния температуры воздуха на глубину протаивания. При крайне низком приходе тепла в районе Острова Хейса глубина протаивания сопоставима с таковой в торфе или на сильно замшелых участках Центрального Ямала, и это связано с крайне разреженным растительным покровом. Отдельные измерения в замшелых полигональных канавах показали глубину протаивания в среднем 28,5 см (примерно на 30% меньше, чем на оголенных участках) и это при мощности мха, не превышающей первых сантиметров.

Выводы

Зональное изменение климатических факторов непосредственно и опосредствовано влияет на глубину сезонного протаивания. В сходных природных условиях средняя глубина протаивания заметно снижается с юга на север.

Протаивание прекращается и начинается промерзание снизу когда температура воздуха снижается до 3-4°C (порядка 75% от продолжительности теплого периода).

Средняя глубина сезонного протаивания на участках с разной литологией, специфическими геоботаническими условиями и условиями дренирования-инфильтрации в пределах одной биоклиматической подзоны различается на те же 30-40 см, что и продвижение на север на 1500 километров на крайних пределах тундровых биоклиматических подзон.

Благодарности

Это исследование стало возможным благодаря полевому гранту СО РАН, Национальному научному фонду США, гранты №№ ARC-1002119 Университету Джорджа Вашингтона и OPP-0120736 Университету Аляски в Фербенксе, а также грантам НАСА №№ NNG6GE00A и NNX09AK56G университету Аляски в Фербенксе. Авторы признательны Начальнику Морской гидрометеорологической станции 2 разряда Н.И.Никонову за измерение глубины сезонного протаивания на площадках о.Белый в сентябре-октябре.

Литература

- Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменением климата // *Криосфера Земли*, 2008, № 2, сс.10-18.
- Гречищев С.Е. Особенности механики устойчивости оттаивающих склонов в районах криолитозоны / *Криосфера Земли*, 2002, №4, сс.49-53.
- Гречищев С.Е., Гречищева О.В. Особенности механизма формирования переходного слоя и устойчивость насыпей в криолитозоне // *Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике: Материалы Международной конференции*, Пушино, 23-26 апреля 1996г. - Новосибирск: Наука, 1997, сс. 214-221.
- Лейбман М.О. 1997. Криолитологические особенности СТС на склонах в связи с процессом криогенного оползания / *Криосфера Земли*, №2, сс.50-55.
- Лейбман М.О., Москаленко Н.Г., Орехов П.Т., Хомутов А.В., Гамеев И.А., Хитун О.В., Уолкер Д., Эпштейн Х. Взаимодействие криогенных и биотических компонент геосистем в криолитозоне Западной Сибири на трансекте «Ямал» / *Полярная криосфера и воды суши*. М.: Paulsen, 2011, сс. 171-192.
- Погода России. Сервер. <http://meteo.infospace.ru/>.

- Хитун О.В., Ермохина К. А., Лейбман М.О., Хомутов А.В. 2011. Растительные индикаторы мощности сезонно-талого слоя на о. Белом // *Материалы Четвертой конференции геокриологов России*, МГУ им. М.В. Ломоносова 7-9 июня 2011 г. Москва, Университетская книга, 2011, Т.3, сс.350-356.
- Leibman, M.O. 1998. Active layer depth measurements in marine saline clayey deposits of Yamal Peninsula, Russia: procedure and interpretation of results // *Permafrost. Seventh International Conference*, June 23-27, 1998, Proceedings, Yellowknife, Canada: 635-639
- Mackay, J.R. 1977. Probing for the bottom of the active layer. Report of activities, Part A // *Geological Survey of Canada*, Paper 77-1A: 327-328
- Melnikov, E.S., Leibman, M.O., Moskalenko, N.G., & Vasiliev, A.A. 2004. Active-Layer Monitoring in the Cryolithozone of West Siberia / *Polar Geography*, Vol. 28, No. 4: 267-285
- Vasiliev, A.A., Leibman, M.O. & Moskalenko, N.G. 2008. Active Layer Monitoring in West Siberia under the CALM II Program // *Permafrost, Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, USA, June 29-July 3 2008. 2: 1815-1820.
- Walker D.A., G.J.Jia, H.E.Epstein et al. 2003. Vegetation-Soil-Thaw-Depth Relationships along a Low-Arctic Bioclimatic gradient, Alaska: Synthesis of Information from the ATLAS Studies / *Permafrost and Periglacial Processes*, 2003. 14. P.103-123.
- Walker, D.A., Epstein, H.E., Raynolds, M.K. et al. 2012. Environment, vegetation and greenness (NDVI) along the North America and Eurasia Arctic transects. *Environmental Research Letters*. 7:(2012) 015504 (17 p.) doi:10.1088/1748-9326/7/1/015504
- Walker, D.A., Kuss, H.P., Epstein, H.E., Kade, A.N., Vonlanthen, C., Raynolds, M.K., Daniëls, F.J.A. 2011a. Vegetation of zonal patterned-ground ecosystems along the North American Arctic Transect. *Applied Vegetation Science*. 14:440-463.
- Walker, D.A. Forbes, B.C., Leibman, M.O. et al. 2011b. Cumulative effects of rapid land-cover and land-use changes on the Yamal Peninsula, Russia // *Eurasian Arctic Land Cover and Land Use in a Changing Climate VI* (New York: Springer) 206-236 DOI 10.1007/978-90-481-9118-5_9
- Walker, D.A., Leibman, M.O., Epstein, H.E. et al. 2009. Spatial and temporal patterns of greenness on the Yamal Peninsula, Russia: Interactions of ecological and social factors affecting the Arctic normalized difference vegetation index. *Environmental Research Letters* 4 16 doi:10.1088/1748-9326/4/4/045004
- Walker, D.A., Raynolds, M.K., Daniëls, F.J.A. et al. 2005. The Circumpolar Arctic Vegetation Map. / *Journal of Vegetation Science* 16 267-282 10.1658/1100-9233(2005)016[0267:TCAVM]2.0.CO;2
- Yershov, E.D. 1998. General Geocryology (Studies in Polar Research). New York: Cambridge University Press, 580 p.

Залежи газогидратов как потенциальный источник ртути на континентальном склоне и шельфе северо-восточного Сахалина

Л.Н. Лучшева

ИнфоГеоПроект, г. Москва, Россия

А.И. Обжиров, А.С. Астахов

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия*

Реферат

Для нефти и газа из месторождений, приуроченных к глубинным разломам земной коры, характерно повышенное содержание ртути. Ртуть является приоритетным загрязнителем гидросферы, а также элементом-индикатором геологических процессов. На нефтегазоносном шельфе и склоне восточного Сахалина имеется много газовых источников и месторождений газогидратов. Поэтому изучение в этом районе содержания ртути в воде и донных осадках представляет особый интерес. Содержание ртути определяли методом беспламенной атомно-абсорбционной спектрофотометрии. В 1998 и 2000 гг. в зонах локализации газовых источников установлены аномально высокие концентрации ртути в морской воде (до 1.8 мкг/л), что превышало в 18 раз ПДК и в 35 раз – фоновый уровень. В колонке донных осадков из района расположения холодного газового источника Факел Обжирова установлено аномально высокое содержание ртути. В верхнем слое содержание ртути (470 нг/г) в 30 раз превысило фоновый уровень. Наиболее высокое содержание ртути в осадках было в слое осадков с газогидратами (1830 нг/г) и ниже его. Сделаны выводы о том, что ртутные аномалии в верхнем слое донных осадков являются индикаторами локализации неактивных газовых источников. Слои с газогидратами служат литологическими экранами для потоков эндогенной ртути. При естественном разрушении и промышленной добыче газогидратов возможны интенсивные выбросы эндогенной ртути в воды шельфа и обострение экологической ситуации.

Ключевые Слова: газогидраты; газовые источники; метан; ртуть; шельф Сахалина.

Формирование повышенных концентраций ртути в компонентах окружающей среды без влияния антропогенного пресса обусловлено процессами ртутной дегазации недр Земли. Для нефти и газа из месторождений, приуроченных к глубинным региональным разломам, характерна повышенная ртутноносность (Озерова, Пиковский 1962). Этот токсичный металл является приоритетным загрязнителем гидросферы и потенциально опасен для человека при употреблении продуктов питания из сырья водного происхождения.

В связи с этим районы морского шельфа с активной газогидротермальной деятельностью привлекают особое внимание из-за опасности загрязнения ртутью морской воды, донных осадков и гидробионтов. В последнее время особый интерес вызывают морские месторождения природных газовых гидратов как возможный источник ископаемого топлива. Однако залежи газогидратов могут являться потенциальным источником ртути в морской среде.

В 1998 и 2000 гг. в рамках российско-германской программы КОМЕХ и подпрограммы "Мониторинг метана в Охотском море" нами было проведено изучение уровней содержания ртути в морской воде и донных осадках нефтегазоносного шельфа восточного

Сахалина и прилегающей части континентального склона (Лучшева и др. 2002).

Для анализа пробы донных осадков подвергали мокрому озолению с царской водкой и активными окислителями: перманганатом и персульфатом калия. Пробы морской воды фильтровали через мембранные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм для разделения растворенной и взвешенной форм ртути. Концентрирование растворенной формы ртути проводили методом комплексообразования с 8-меркаптохинолином калия для соосаждения комплексов ионной ртути с 8-меркаптохинолином (Вирцавс и др. 1977).

Содержание ртути в пробах морской воды и донных осадков определяли методом беспламенной атомно-абсорбционной спектрофотометрии на ртутных анализаторах: "Hiranuma HG-1" (Япония) и "Юлия-2" (Россия) с пределами обнаружения ртути 1×10^{-3} - 5×10^{-4} мкг, с относительной ошибкой метода 3-10 % и контролем над правильностью определений по стандартному раствору (0.050 мг Hg/мл) фирмы Kanto Chemical Co (Япония).

В результате проведенных исследований на шельфе и склоне восточного Сахалина в районах локализации холодных газовых источников и залежей газогидратов нами установлено периодическое появление

аномально высоких концентраций ртути в морской воде. В отдельные годы уровень содержания общей ртути в морской воде этих районов достигал 1.8 мкг/л, что в 18 раз превышало ПДК ртути для вод рыбохозяйственных водоемов (0.1 мкг/л) и в 35 раз - региональный фон (0.05 мкг/л) (Лучшева и др. 2002). В аномально высоких концентрациях ртути доля наиболее токсичной растворенной формы достигала 80-99 %.

По нашим данным основным источником ртути на восточном шельфе Сахалина являются широко распространенные там холодные газовые источники (Luchsheva et al. 2000). Большинство источников имеют определенное месторасположение, однако режим их извержения не постоянен во времени. Активизация газовых источников зависит от сейсмотектонического режима Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.

В периоды активной разгрузки газовые источники выделяют большое количество метана в шельфовые воды, создавая звукорассеивающие акустические аномалии и аномальные концентрации метана в воде (до 3000-6000 нл/л) в нижней части водной толщи (Обжиров 1993, Обжиров и др. 2002).

В 1998-2000 гг. в период мониторинговых исследований по программе "Мониторинг метана в Охотском море" над подводными газовыми источниками на восточном шельфе Сахалина и прилегающей части континентального склона было зафиксировано большое количество контрастных акустических аномалий (Рис.1).

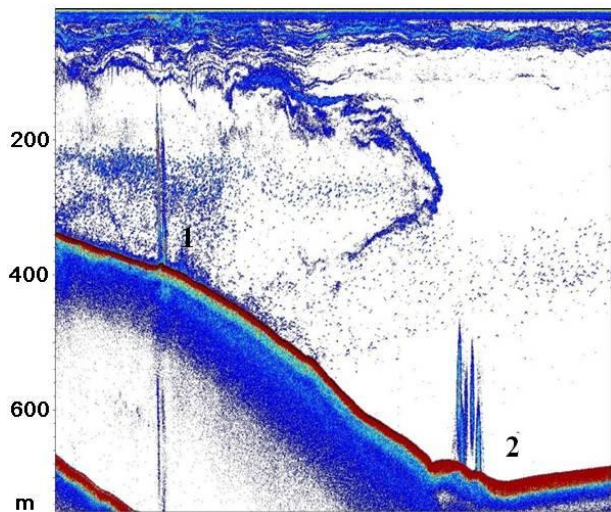


Рис.1. Акустические эхограммы потоков метана над газовыми источниками Гизелла (1) и Факел Обжирова (2) на северо-восточном склоне Сахалина

Интенсивность газовой разгрузки источников со временем изменяется, либо в сторону усиления, либо - ослабления. На Рисунке 2 показано увеличение содержания метана (в 3-16 раз) в придонном слое воды в зонах разгрузки трех газовых источников на шельфе Сахалина в период усиления их активности.

Наши исследования показали, что периоды активизации газовых источников начинаются с выбросов в придонный слой воды повышенного количества ртути. Так, за период с 1998 по 2000 гг.

концентрации общей ртути возле устьев рассматриваемых газовых источников выросли в 2-3 раза (рис.3). При этом в 1998 г. максимальное содержание ртути в придонном слое воды (130 нг/л) было зафиксировано возле устья метанового источника, который развил наибольшую активность в 2000 г. (см. рис.2).

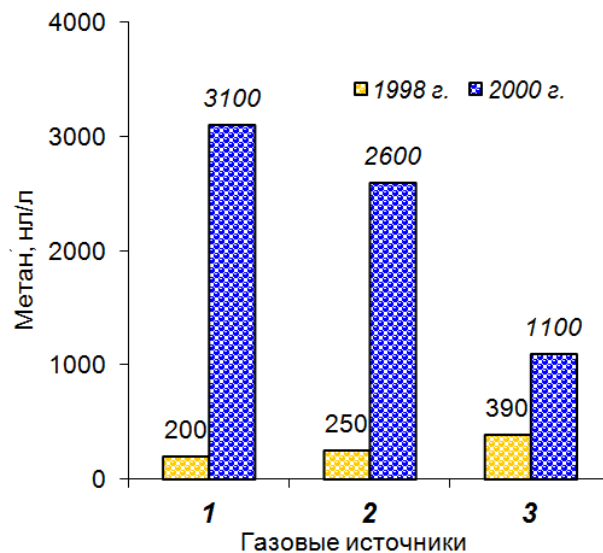


Рис.2. Межгодовое изменение содержания метана в придонном слое воды возле устьев газовых источников на восточном шельфе Сахалина (1998 и 2000 гг.)

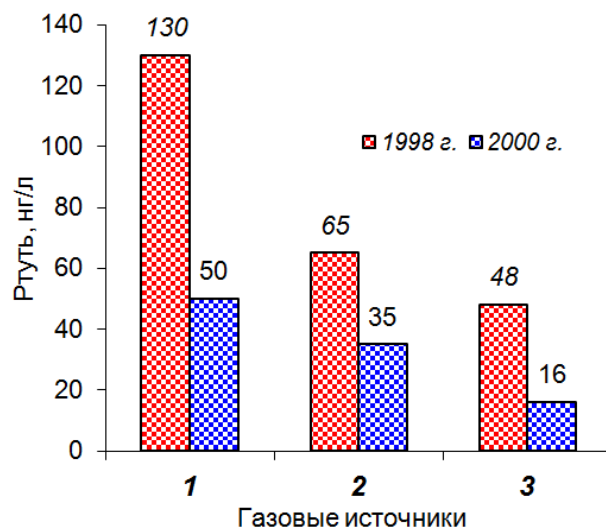


Рис.3. Изменение уровней содержания общей ртути в придонном слое воды вблизи устьев газовых источников на восточном шельфе Сахалина в 1998 и 2000 гг.

В число активных газовых источников входит источник Факел Обжирова (см. Рис. 1), хорошо и разносторонне изученный в ходе детальных исследований в морских экспедициях по российско-германскому проекту КОМЕХ. Этот источник расположен на глубине 700 м на континентальном склоне северо-восточного Сахалина. Проведенные исследования содержания ртути в отложениях из литологической колонки, взятой в районе этого источника, выявили аномально высокий ее уровень во всех гранулометрических разностях, а также резко

дифференцированный характер распределения концентраций ртути в осадках.

Согласно нашим данным средний региональный фон ртути в верхнем слое донных осадков шельфа восточного Сахалина составляет 25 нг/г (Лучшева и др. 2002). Непосредственно в местах интенсивного выхода газовых струй уровень концентраций ртути в верхнем слое осадков может быть относительно невысоким и превышать окружающий фон всего лишь в 2-3 раза (Кот 1996).

Однако в литологической колонке из района газового источника Факел Обжирова содержание ртути в верхнем слое осадков (470 нг/г) было аномально высоким и превысило региональный фон почти в 30 раз. На глубине 2.5 м был зафиксирован слой осадков с газогидратами. В этом слое и непосредственно под ним уровень содержания ртути (до 1830 нг/г) был самым высоким (Рис. 4).

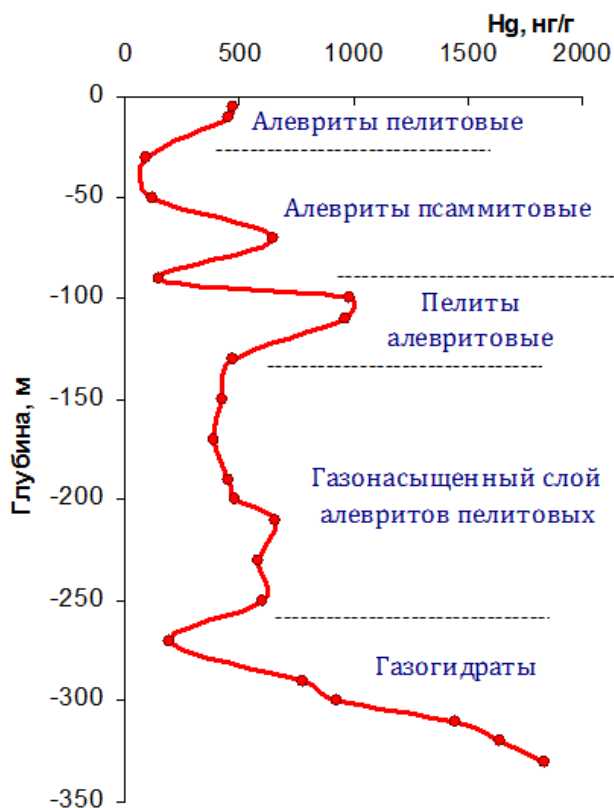


Рис. 4. Распределение ртути (нг/г) в донных осадках литологической колонки (Ge 99-29) из района газового источника Факел Обжирова. Гранулометрические типы осадков приведены из: Деркачев и др. 2002

Газогидраты имеют, как известно, широкое распространение в океанах и криолитозоне, они крайне нестабильны при повышении температуры и понижении давления. К тому же природные гидратопроявления могут служить маркерами более глубоко залегающих месторождений нефти и газа (Обжиров 2003).

В данной литологической колонке большая неравномерность вертикального профиля концентраций ртути в слоях осадков, перекрывающих слой газогидратов, обусловлена разным гранулометрическим составом отложений. Наиболее

высокие концентрации ртути были в прослоях наиболее тонкодисперсных пелитоалевритовых осадков (в среднем 970 нг/г). В слое насыщенных газогидратами алевритопелитовых осадков содержание ртути изменялось от 780 до 1830 нг/г (в среднем 1320 нг/г) и резко увеличивалось с глубиной.

Наблюдаемый характер распределения концентраций ртути в слое газогидратов и ниже его свидетельствует о постоянном подтоке снизу ртутьсодержащих эндогенных флюидов, поступающих из нижних частей разломных зон. Слой осадков с газогидратами является, очевидно, экранирующим горизонтом (флюидоупором), препятствующим миграции нефти - и ртутоносных флюидов в верхние горизонты осадочной толщи из зоны глубинного разлома. Периоды дегазации газовых источников, приуроченных к данному разлому, очевидно, тесно связаны с его геодинамической активностью.

Уровень содержания ртути в слоях литологической колонки с алевропелитовыми осадками (в среднем 520 нг/г) был заметно ниже, чем в более тонкодисперсных пелитоалевритовых осадках. В самых грубодисперсных осадках - псаммитовых алевритах наблюдалось самое низкое содержание ртути (в среднем 140 нг/г).

Важной особенностью данной литологической колонки является большая степень насыщенности донных осадков карбонатными конкрециями и корками (Деркачев и др. 2002). Аутигенные карбонаты играют, как известно, стабилизирующую роль в консервации залежей газогидратов (Астахова и др. 1993), а так же, очевидно, и в изоляции эндогенных ртутоносных флюидов.

Слоистая структура осадков в данной литологической колонке (см. Рис. 4) отражает, по-видимому, динамику процессов взмучивания и фракционирования донных отложений в периоды активизации газового источника Факел Обжирова. Вблизи устья источника первыми должны выпадать грубозернистые осадки, обладающие меньшей удельной адсорбционной поверхностью, поэтому наблюдаемый уровень содержания ртути в этих осадках наименьший.

Тонкодисперсные осадки, обладающие большей удельной адсорбционной поверхностью, сорбируют большее количество ртути и оседают значительно позже. Поэтому не только характер слоистости и мощности слоев грубо - и тонкодисперсных осадков данной литологической колонки, но и уровни содержания в них ртути могут служить надежным отражением длительности временных интервалов активизации и покоя газового источника Факел Обжирова.

В период проведения наших исследований литологической колонки в районе мощного газового источника Факел Обжирова поверхностный слой осадков был представлен тонкодисперсными алевритопелитовыми отложениями, аномально обогащенными ртутью. Формирование этой контрастной ртутной аномалии в поверхностном слое осадков могло произойти только в период покоя данного источника. Эта ртутная аномалия

маркировала зону покоящегося газового источника при отсутствии в тот период контрастных аномалий метана в водной толще.

В связи с этим можно заключить, что на шельфе восточного Сахалина обнаружение контрастных ртутных аномалий в верхнем слое донных осадков может служить поисковым признаком зон разгрузки газовых источников, находящихся в неактивном состоянии, а также залежей газогидратов.

В периоды активизации газовых источников происходит разложение залежей газогидратов и высвобождение эндогенной ртути. В результате этого ртуть обогащает перекрывающие донные отложения и выносится в морскую воду и атмосферу. Интенсивные выбросы ртути в морскую среду могут происходить и при промышленной добыче газогидратов. Это необходимо учитывать при санитарно-гигиенической и экологической оценке перспектив освоения залежей газогидратов на морском шельфе.

Литература

- Астахова Н.В., Обжиров А.И., Астахов А.С. и др. 1993. Аутигенные карбонаты в зонах газовых аномалий окраинных морей Востока Азии. Тихоокеанская геология 4: 34-40.
- Вирцавс М.В., Веверис О.Э., Банковский Ю.А. 1977. Применение тиюксина для концентрирования тяжелых металлов соосаждением. Доклады 2й Всесоюзной конференции по методам концентрирования в аналитической химии. Москва, Январь 13-15 1976: 202-203.
- Деркачев А.Н., Обжиров А.И., Борман Г. и др. 2002. Аутигенное минералообразование на участках проявления холодных газово-флюидных эманаций на дне Охотского моря. Из: Ф.Р. Лихт (ред.), Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. – Владивосток: Изд-во Дальнаука, 47–60.
- Кот Ф.С. 1996. Ртуть в окрестностях Парамуширского вента (Курильская гряда). Из: Эколого-биогеохимические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: Издательство Дальнаука, 140-143.
- Лучшева Л.Н., Обжиров А.И., Коновалов Ю.И. 2002. Распределение ртути. Из: А.И. Обжиров (ред.), Мониторинг метана в Охотском море. Владивосток: Издательство Дальнаука, 95-113.
- Обжиров А.И. 1993. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. – М.: Наука, 139 с.
- Обжиров А. И., Верещагина О. Ф., Соснин В. А. и др. 2002. Мониторинг метана в водах восточного шельфа и склона острова Сахалин. // Геология и геофизика 7: 605-612.
- Обжиров А.И. 2003. Взаимосвязь газогидратов и нефтегазовых залежей в Охотском море. Из: енезис нефти и газа. – М.: Изд-во ГЕОС, 226-228.
- Озерова Н.А., Пиковский Ю.И. 1982. Ртуть в углеводородных газах. Из: Геохимия процессов рудообразования. – М.: Наука, 102-136.
- Luchsheva L.N., Obzhirrov A.I., Biebow N. 2000. The distribution of mercury and methane in the water column at the eastern Sakhalin shelf and slope, Sea of Okhotsk. Abstracts of 3rd Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea Okhotsk - Kurile Island Arc System. Moscow, April 17-20, 2000: 40.

Геоинформационное картографирование современных изменений климата и криолитозоны на севере России

Г.В. Малкова, А.В.Павлов
Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия

Реферат

Произведена оценка современных (включая первое десятилетие XXI века) изменений климата и криолитозоны России с использованием данных метеостанций, геокриологических стационаров и наблюдательных площадок. Для локальных и региональных оценок изменений климата и криолитозоны представлена новая серия мелкомасштабных карт: 1) карта среднегодовой температуры воздуха за последнее десятилетие и ее повышения относительно климатической нормы; 2) карты относительных индексов протаивания и промерзания, отражающих изменения температуры воздуха в теплый и холодный периоды года в первое десятилетие XXI века относительно нормы; 3) карта трендов среднегодовой температуры воздуха и многолетнемерзлых пород за 1965 – 2010 гг. Показано, что в целом для всей территории криолитозоны России характерны более низкие современные тренды повышения среднегодовой температуры пород по сравнению с трендами потепления климата. Выполнена балльная оценка метеогеокриологического риска территории криолитозоны, основанная на изменениях температуры воздуха и максимальной толщины снежного покрова. В настоящее время около 30% территории криолитозоны попадает в зону высокого риска, ввиду существенных изменений климата.

Ключевые Слова: Геоинформационное картографирование; многолетнемерзлые породы; мониторинг; потепление климата; тренды температуры воздуха и пород

Введение

Современная криолитозона занимает около 65% общей площади России. Формирование мерзлых толщ связывают с похолоданиями климата и колебаниями уровня Арктического бассейна в четвертичном периоде, а их деградацию – с длительными потеплениями в межледниковья. Чередование различных по длительности и интенсивности периодов похолодания и потепления наблюдалось на протяжении всей истории развития криолитозоны (Розенбаум & Шполянская 2000, Шполянская 2008, Фотиев 2010). Криолитозона в силу своей инерционности с запаздыванием реагирует на изменения климата. Запаздывание неодинаково в пространстве и обуславливается региональными и локальными факторами (Мельников и др., 2006).

Среднее повышение температуры воздуха на территории России в целом за XX век оценивается в 1.29°C, тогда как глобальной температуры примерно в два раза меньше (0.74°C) (Оценочный доклад..., 2008). Наибольшие скорости потепления отмечались в 1980-е в субарктических широтах России. С последнего десятилетия XX века тренды потепления климата заметно уменьшились, а очаги максимального потепления климата стали смещаться в арктические районы. При этом возросла изменчивость во времени ряда климатических параметров, в первую очередь среднегодовой температуры воздуха, количества атмосферных осадков, толщины снежного покрова.

В работах отечественных и зарубежных ученых исследованы качественные и количественные характеристики потепления климата и криолитозоны (Анисимов & Белолуцкая 2003, Васильев и др. 2008, Израэль и др. 2006, Павлов & Малкова 2005, 2009, Шполянская 2008, Мельников & Павлов 2006, Zhang & Osterkamp 1993, Nelson et. al. 1993). Вскрыта

неопределенность методов метео- и геокриологических наблюдений и прогнозов (Израэль и др. 2007, Павлов 2008). На региональном и локальном уровне изучена чувствительность криолитозоны к современным изменениям климата и ее устойчивость (Павлов и др. 2011). Рассмотрены природные опасности, связанные с потеплением климата в Арктике и Субарктике, наибольшие из них связаны с однонаправленным повышением температуры воздуха и высоты снежного покрова (Китаев и др. 2001, Скачков и др. 2007, Мельников и др. 2007). Современное отступление к северу южной границы сплошного распространения мерзлых толщ на территории России (по сравнению с периодом климатической нормы) составляет несколько десятков километров (Pavlov & Malkova, 2008).

Продолжение потепления климата в XXI в. может привести к переформированию термического состояния и к частичной деградации многолетнемерзлых пород (ММП), что вызовет опасные геоэкологические последствия, в том числе нарушение функционирования природно-технических систем (газопроводы, дороги, промышленные и гражданские здания и др.).

Методы исследований

Одним из эффективных и наглядных приемов оценки региональных мерзлотно-климатических изменений является мелкомасштабное геоинформационное картографирование. Картографическая оценка климатических изменений на севере России во второй половине XX века впервые осуществлена в работе А.В. Павлова (2003). Аналитическая карта отражала три градации изменений температуры воздуха: слабые, умеренные и сильные. В дальнейшем такой подход к оценке климатических изменений, но уже с

использованием ГИС-технологий, использовался неоднократно (Павлов & Малкова 2005, 2009, Pavlov & Malkova 2008 и др.). Комплекс методов и подходов, использованный при электронном картографировании, в основном опубликован (Мельников & Кондратьева 1998, Павлов & Ананьева 2004, Павлов & Малкова 2005). В ГИС-пакете создается информационно-картографическая атрибутивная база метеорологических и геокриологических данных, которая постоянно пополняется. Все метеопункты и объекты мониторинга имеют точную географическую привязку и используются в дальнейших построениях в качестве опорных точек. Электронная версия карт позволяет оперативно вносить в них необходимые уточнения при поступлении новых метеорологических и геокриологических данных.

Путем отбора метеорологических станций с достаточно продолжительными рядами наблюдений и достоверными непрерывными данными в ГИС-пакете создана база опорных метеостанций (около 100). Разумеется, не удалось выбрать метеостанции с сохранением достаточной равномерности распределения по регионам и северу России в целом. Большая часть опорных метеостанций (около 50% от общего числа), используемых при картографировании, приходится на север Западной Сибири и Центральную Якутию. Наименее обеспеченными информацией оказались районы юга Средней Сибири и Забайкалья, полуостров Таймыр, Колымская низменность, Приамурье, поэтому в данных районах достоверность наших построений снижается.

Сведения о термическом состоянии криолитозоны в настоящее время пополняются из четырех основных источников, обеспеченных современной автоматизированной измерительной аппаратурой:

- измерения температуры почвы на глубинах до 3.2 м, проводимые на многих метеостанциях, расположенных на территории криолитозоны;
- геотермальные измерения в скважинах различной глубины, от первых десятков до сотни метров, объединенные в глобальную сеть международным проектом TSP (термическое состояние вечной мерзлоты);
- измерения мощности и температуры сезонно-талого слоя, проводимые в рамках международного проекта CALM (мониторинг активного слоя);
- комплексные исследования и измерения на геокриологических стационарах.

Наиболее эффективные оценки современных изменений мерзлых толщ можно получить при рассмотрении взаимодополняющих данных из всех источников. К сожалению, так же как и метеостанции, различные объекты геокриологического мониторинга расположены весьма неравномерно. Наибольшее их количество приурочено к промышленным районам севера России и территории равнинной криолитозоны (Европейский север, север Западной Сибири и Центральная Якутия). Достоверность ГИС в части геокриологических построений несколько ниже, чем климатических.

При разработке цифровых картографических моделей применялись разного рода шкалы, балльные оценки, относительные индексы, коэффициенты и т. п. При анализе темпов потепления использовались гармонический, корреляционный и регрессионный анализы временных рядов наблюдений, полученных в результате осуществления мерзлотно-климатического мониторинга.

В 2003-2005 гг. в ИКЗ СО РАН разработана и систематизирована в едином формате в виде альбома серия мелкомасштабных электронных карт, характеризующих различные аспекты потепления климата на севере России (Павлов & Малкова 2005). Картографические модели основывались на информации, полученной для рубежа XX-XXI веков. Дальнейшие исследования показали высокую эффективность применения мелкомасштабных электронных карт для региональных оценок изменений климата и криолитозоны.

Динамика различных параметров современного климата (включая последнее десятилетие), положенная в основу оценки метеогеокриологического риска криолитозоны России, нашла отражение в данной работе.

Картографические модели современных изменений климата и криолитозоны

Аномалии современных изменений климата количественно характеризуют путем сравнения метеоданных за последнее десятилетие с климатической нормой (в настоящее время это среднее значение климатического показателя в период с 1961 по 1990 гг.). Норма среднегодовой температуры воздуха изменяется в пределах криолитозоны России от -2 до -16°C и на карте (рис. 1) она показана изолиниями.

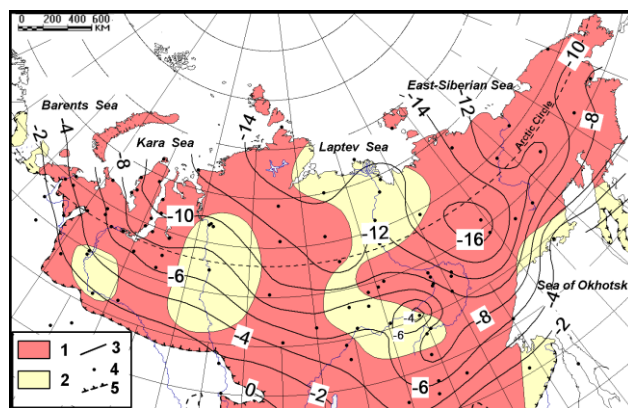


Рис. 1. Изменчивость среднегодовой температуры воздуха
Условные обозначения: повышение температуры в последнее десятилетие относительно нормы: 1 – сильное, $\Delta t_{\text{вз}} > 1,0^{\circ}\text{C}$;
2 – умеренное, $0,7 \leq \Delta t_{\text{вз}} \leq 1^{\circ}\text{C}$;
3 – изолинии среднегодовой температуры воздуха (норма);
4 – метеостанции; 5 – южная граница криолитозоны

Среднегодовая температура воздуха в последнее десятилетие (2000-2010 гг.) характеризуется аномально высокими значениями для многих регионов России, поэтому повышение среднегодовой

температуры воздуха в 2000-2010 г., рассчитанное относительно нормы, попадает в две градации (умеренное и сильное), а категория слабых повышений температуры отсутствует (рис. 1). Сильное потепление климата (повышение температуры воздуха более, чем на 1°C , показано красным цветом) охватывает большую часть территории криолитозоны России. Умеренное потепление климата (показано желтым цветом) приурочено к отдельным участкам на Европейском севере, в Западной и Средней Сибири и в Приморье.

Региональные особенности потепления климата, начиная с середины 1960-х годов (условного начала современного потепления для большинства северных регионов), отражает карта трендов среднегодовой температуры воздуха (рис. 2). Для базового периода (1966-2000 гг.), рассмотренного в ряде предыдущих публикаций (Павлов & Малкова 2005, 2009, Павлов 2008) характерно изменение значений тренда среднегодовой температуры воздуха от $0,01$ до $0,09^{\circ}\text{C}/\text{год}$. В пространственном расположении изолиний трендов (рис. 2) прослеживаются зоны субмеридиональной направленности в западном секторе Арктики и Субарктики и кольцевые зоны - в восточном секторе. Наиболее высокие тренды (до $0,08-0,09^{\circ}\text{C}/\text{год}$) температуры воздуха приурочены к одной большой зоне в южных районах Сибири, а наиболее низкие (менее $0,02^{\circ}\text{C}/\text{год}$) – к Европейскому Северу, северу Средней Сибири, верховьям р. Колымы. Тренды среднегодовой температуры воздуха в 1966-2010 гг. (рис. 2, цветные контуры) существенно отличается от базового периода:

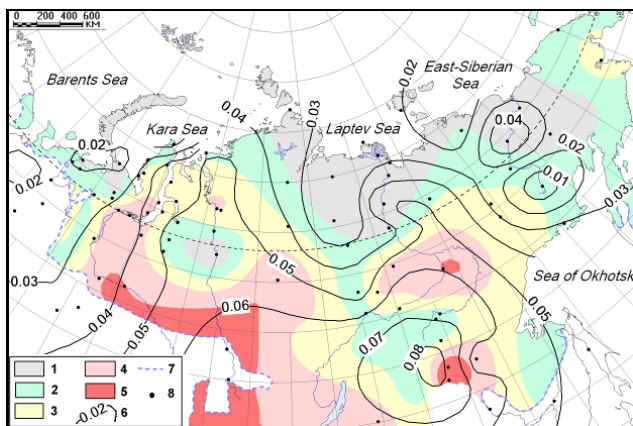


Рис. 2. Тренд среднегодовой температуры воздуха
Условные обозначения: (1-5)- тренд среднегодовой температуры воздуха за период 1966-2010 гг. ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$): 1 – менее $0,03$; 2 – $0,03-0,04$; 3 – $0,04-0,05$; 4 – $0,05-0,06$; 5 – более $0,06$; 6 – изолинии и значения тренда температуры воздуха за период 1966-2000 гг. ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$); 7 – южная граница криолитозоны; 8 – метеостанции

- в пространственном распределении трендов нельзя проследить каких-либо субмеридиональных закономерностей;
- амплитуда колебания трендов среднегодовой температуры воздуха в целом заметно уменьшились;
- очаги минимальных трендов ($0,03...0,04^{\circ}\text{C}/\text{год}$) сконцентрированы на севере Средней и Восточной

Сибири, в среднем течении р. Енисей и на севере полуострова Ямал, на Югорском полуострове;

- вместо одного большого очага максимальных трендов, характерного для базового периода, образовалось три более мелких, тяготеющих к субарктическим районам (тренды потепления $0,05^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и более).

Таким образом, интенсивность потепления в отдельных регионах постоянно меняется во времени, а очаги максимальных трендов среднегодовой температуры воздуха перемещаются в пространстве. Каждый новый год может внести очередные коррективы в величину средних линейных трендов температуры воздуха и рисовка карты существенно изменится.

Современное потепление климата определяется не только его изменениями в годовом цикле. Существенное влияние на криолитозону оказывают сезонные изменения температуры воздуха. Поэтому важно оценить эти изменения отдельно для теплого и холодного периодов года. Такое картографирование уже проводилось ранее (Павлов & Малкова 2005, Павлов 2008), но не учитывало изменения климата в первое десятилетие XXI века.

На карте (рис. 3) цветом изображены шесть градаций нормы температуры воздуха в теплый период: менее 15 , $15-30$, $30-45$, $45-60$, $60-75$ и более $75^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес}$. Норма температуры воздуха в теплый период характеризуется широтной зональностью, т.к. в направлении с севера на юг возрастает длительность теплого периода года.

Для сравнительной оценки возрастания температуры воздуха в летний период используется, как и в предыдущих публикациях (Павлов & Малкова, 2005; Павлов, 2008), коэффициент n_{th} (относительный индекс протаивания), равный отношению суммы летней температуры воздуха в 2000-2010 гг. к ее норме. Значения n_{th} показаны на рис. 3 в виде изолиний.

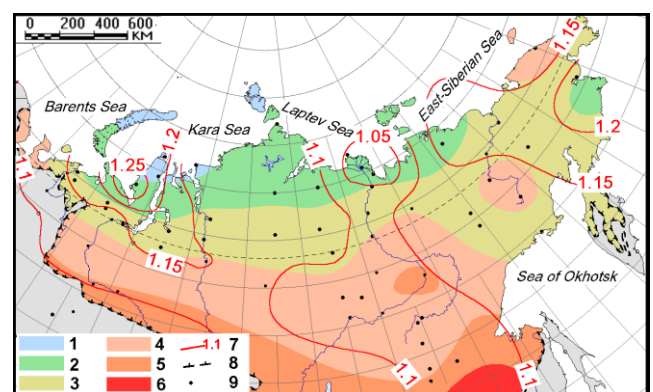


Рис. 3. Повышение температуры воздуха в теплый период года в криолитозоне России

Условные обозначения: (1-6) норма сумм температуры воздуха в теплый период, $^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес}$: 1 – менее 15 ; 2 – $15-30$; 3 – $30-45$; 4 – $45-60$; 5 – $60-75$; 6 – более 75 ; 7 – относительный индекс протаивания n_{th} ; 8 – южная граница криолитозоны; 9 – метеостанции

На всей территории севера России коэффициент n_{th} больше $1,0$, что свидетельствует о повсеместно

выраженном потеплении летнего периода относительно нормы. В большинстве северных регионов значение n_{th} превышает 1.1, что свидетельствует о потеплении в летний период более, чем на 10%. Максимум летнего потепления (значение n_{th} превышает 1.25, т.е. более 25%) наблюдается на западном Ямале. Только территория Средней Сибири, включая Якутию, отличается более слабым потеплением в летний период (потепление не более 10% от нормы). Карта в целом характеризует потенциальную возможность деградации мерзлых толщ в условиях меняющегося климата. Для регионов, где потепление климата в летний период оказывается значительным (главным образом на севере Западной Сибири и крайнем северо-востоке России), климатические условия способствуют повышению температуры ММП и увеличению глубины сезонного протаивания.

Для карты современных повышений температуры воздуха в холодный период года (рис. 4) показаны цветом шесть интервалов нормы сумм отрицательных температур воздуха (выше $-60^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес}$, $-60\ldots-100$, $-100\ldots-140$, $-140\ldots-180$, $-180\ldots-220$, ниже $-220^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес}$). Наиболее низкие зимние температуры воздуха характерны для континентальных районов Сибири, а относительно теплые зимы наблюдаются на Камчатке и в Европейской части России.

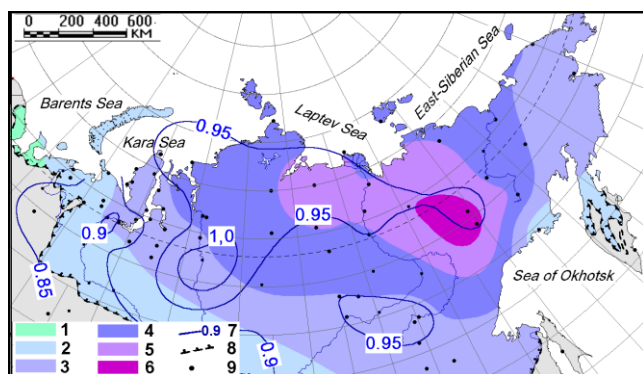


Рис. 4. Повышение температуры воздуха в холодный период года в криолитозоне России

Условные обозначения: (1-6) норма сумм температуры воздуха в холодный период, $^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес}$: 1 – менее -60 ; 2 – $-60\ldots-100$; 3 – $-100\ldots-140$; 4 – $-140\ldots-180$; 5 – $-180\ldots-220$; 6 – более -220 ; 7 – относительный индекс промерзания n_f ; 8 – южная граница криолитозоны; 9 – метеостанции

Для оценки повышения температуры воздуха в зимний период года был введен коэффициент n_f (относительный индекс промерзания), равный отношению средней суммы зимней температуры воздуха за 2000-2010 гг. к ее норме (Павлов и др., 2007). Значение n_f близкое к 1 (что свидетельствует о стабильной температуре воздуха в зимний период) отмечается лишь локально в районе г. Туруханска. В большинстве северных регионов изменение n_f составляет 0,9-0,95 и свидетельствует о потеплении в зимний период не более, чем на 5-10%. В целом, повышение температуры воздуха в зимний период оказывается не столь значительным, как в летний.

Большое влияние на переформирование термического режима мерзлых толщ оказывает

изменение толщины снежного покрова. В соответствии с Докладом Росгидромета об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 г. (<http://www.meteorf.ru>) за последние 35 лет на большей части криолитозоны России колебания максимальной толщины снега составляли ± 10 см относительно нормы. На севере Западной Сибири, на Югорском полуострове, на Камчатке и Чукотке толщина снега увеличилась на 10-20 см, а на севере Якутии и северо-востоке России сократилась более чем на 10 см. Эти данные были положены в основу карты изменения толщины снежного покрова на севере России (рис. 5).

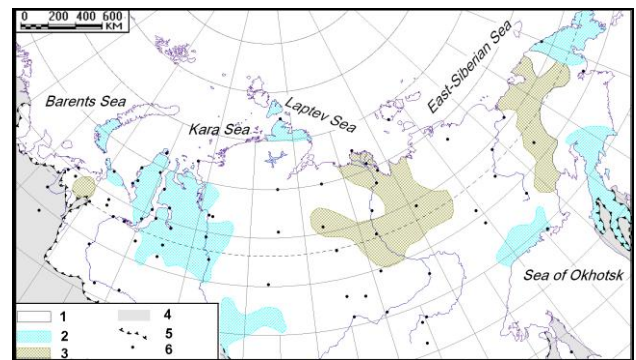


Рис. 5. Изменение толщины снежного покрова на севере России за период 1976-2010 гг.

Условные обозначения: 1 – незначительные изменения толщины снега (± 10 см); 2 – увеличение толщины снега на 10-20 см; 3 – сокращение толщины снега на 10-20 см; 4 – территория вне криолитозоны; 5 – южная граница криолитозоны; 6 – метеостанции.

Для того, чтобы оценить суммарное воздействие на криолитозону произошедших климатических изменений (с учетом вклада каждого рассмотренного климатического параметра), была использована балльная оценка. Повышение температуры воздуха в летний период оценивалось по 4-х балльной шкале (1 балл – относительный индекс протаивания n_{th} от 1.0 до 1.05; 2 балла – n_{th} от 1.05 до 1.1; 3 балла – n_{th} от 1.1 до 1.15; 4 балла – n_{th} более 1.15). Потепление в зимний период было менее значительным и оценивалось по 3-х балльной шкале (1 балл – относительный индекс промерзания n_f от 1.0 до 0.95; 2 балла – n_f от 0.95 до 0.9; 3 балла – n_f ниже 0.9). Изменение толщины снега оценивалось следующим образом: сокращение толщины снега – балл (-1), незначительные изменения толщины снега – балл 0, и увеличение толщины снега – балл (+1).

С помощью картографических манипуляций в ГИС-пакете было осуществлено наложение соответствующих слоев различных климатических параметров и произведено суммирование баллов для всей криолитозоны России. Была разработана оригинальная карта метеогеоэкологического риска под воздействием современных климатических изменений (рис. 6).

Области криолитозоны, имеющие от 1 до 3 баллов, можно отнести к слабому метеогеоэкологическому риску. Это, прежде всего – дельта реки Лена, северная Якутия и, частично, – южная Якутия. В общей

сложности такие территории занимают 8% площади криолитозоны.

Области умеренного метеогеоэкологического риска (4-5 баллов) охватывают значительно большие площади криолитозоны (63%). Сюда относятся обширные территории Средней и Восточной Сибири, частично – юго-восточная часть Западной Сибири.

Западная и восточная части криолитозоны России попадают в область высокого метеогеоэкологического риска (6-8 баллов). Максимальный риск по нашей оценке характерен для севера Западной Сибири и Чукотки (7-8 баллов), здесь наблюдается отепляющее влияние на мерзлые толщи всех рассмотренных климатических параметров. Области высокого метеогеоэкологического риска охватывают чуть менее 30% криолитозоны России.

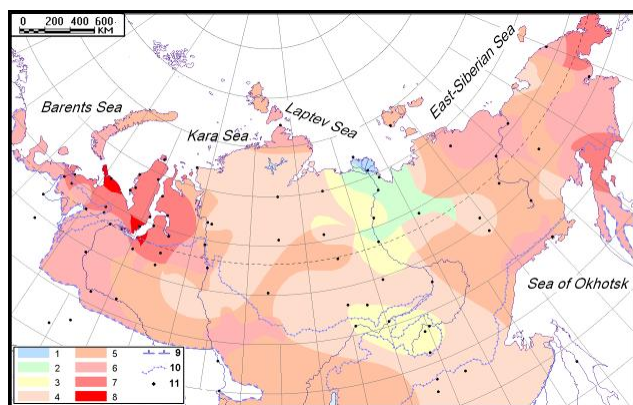


Рис. 6. Карта метеогеоэкологического риска криолитозоны России

Условные обозначения: (1-8) - баллы риска; 9- южная граница криолитозоны, 10 – граница сплошного распространения мерзлоты с поверхности; 11 - метеостанции

Оценка достоверности картографической модели метеогеоэкологического риска возможна при ее сравнении с данными геоэкологического мониторинга. В ряде публикаций для различных районов Севера анализируются результаты температурных измерений в скважинах на геоэкологических стационарах и отмечаются тенденции к современному повышению температуры пород вслед за потеплением климата (Васильев и др. 2008, Скачков и др. 2007, Малкова 2010). А.В. Павловым (2008) был получен вывод, что в пределах всей криолитозоны России наблюдаются более низкие современные тренды повышения среднегодовой температуры ММП по сравнению с трендами потепления климата. Для температуры воздуха характерен интервал изменения трендов от 0.02 до 0.07°C/год (см. рис. 2, Б), в среднем – 0.05°C/год. Тренды изменения температуры грунтов несколько ниже, но охватывают более широкий диапазон, от 0.004 до 0.05°C/год. Среднее для всего севера России значение тренда температуры пород составляет 0.03°C/год. Для пространственного отображения полученных закономерностей разработана карта линейных трендов температуры ММП за период от середины 70-х годов прошлого века до 2010 г. включительно (рис. 7).

При сравнении двух карт (рис. 6 и 7) обращает на себя внимание четкое совпадение области слабого метеогеоэкологического риска на севере Якутии и в дельте р.Лена (рис. 6) с областями минимальных трендов (0.01...0.02°C/год) температуры мерзлых толщ (рис. 7). Наибольшие тренды температуры пород (более 0.03°C/год), как правило, также совпадают с областями высокого метеогеоэкологического риска.

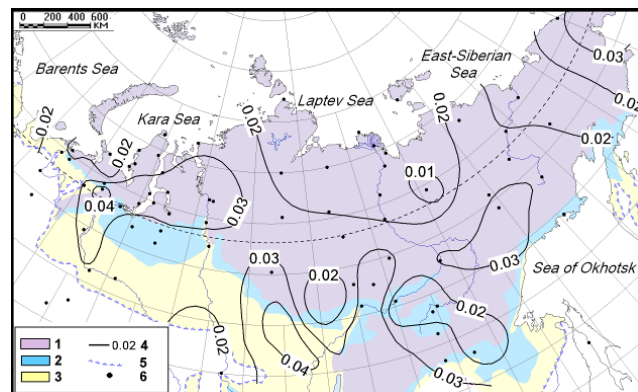


Рис. 7. Линейные тренды температуры мерзлых толщ на территории криолитозоны России с 1975 по 2010 гг. Условные обозначения: (1-3) распространение мерзлоты: 1 – сплошное; 2- прерывистое; 3 – островное и редкоостровное; 4- изолинии тренда и его значения, °C/год; 5 – южная граница криолитозоны; 6 – метеостанции и геоэкологические стационары

Кроме перечисленных климатических факторов большое влияние на формирование температурного режима пород оказывают растительный покров, рельеф поверхности, теплофизические свойства пород, характер увлажнения и пр. Этим можно объяснить некоторые расхождения в картографической оценке метеогеоэкологического риска с натурными наблюдениями на стационарах.

Заключение

Выполненные исследования являются продолжением многолетних работ авторов по изучению влияния климатических факторов на температурный режим и состояние ММП. С помощью картографических моделей произведена оценка изменения важнейших климатических параметров в первое десятилетие XXI века относительно климатической нормы. Эти изменения повсеместно в той или иной степени оказывают отепляющее воздействие на криолитозону.

Разработанная карта метеогеоэкологического риска отчетливо показывает, что повышение температуры воздуха в холодный и теплый периоды года, а также изменение толщины снежного покрова не совпадают в пространстве. Их суммарное воздействие, вычисленное с помощью балльной оценки, оказывается определяющим для формирования трендов среднегодовой температуры ММП. Наблюдается четкое совпадение областей слабого метеогеоэкологического риска и областей минимальных трендов среднегодовой температуры ММП. Наибольшие тренды среднегодовой

температуры пород совпадают с областями высокого метеогеокриологического риска.

Благодарность

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 08-05-00421а, 09-05-10030к, 10-05-10027к, интеграционной программы Президиума СО РАН, международных проектов CALM и TSP.

Литература

- Nelson F.E., Lachenbruch A.H., Woo M.-K., et. al. 1993. Permafrost and Changing Climate. In Permafrost, Sixth Int. Conf. Proceedings (vol. 2). Beijing, China. South China Univ. of Technology Press., P. 987-1005.
- Pavlov A.V., Malkova G.V. Regional geocryological dangers associated with contemporary climate // Proceedings of the 9 Intern. Conf. on Permafrost, University of Alaska Fairbanks, 2008. V.2, pp.1375-1381
- Romanovsky V.E. et al. Thermal state of permafrost in Russia // Permafrost and Periglacial Processes. Special Issue: The International Polar Year. Volume 21, Issue 2, 2010, pp. 136–155.
- Zhang T. & Osterkamp T. 1993. Changing Climate and Permafrost Temperatures in the Alaskan Arctic. In Permafrost, Sixth Int. Conf. Proceedings (vol. 1). Beijing, China. SCU of Technology Press., 783-788.
- Анисимов О.А., Белолуцкая М.А. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. СПб., Гидрометеиздат, 2003, с. 21–38.
- Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 10-18.
- Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А., Мяч Л.Т., Шерстюков Б.Г. Статистические оценки изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации // Метеорология и гидрология, 2006, № , с. 27-38
- Израэль Ю.А., Анохин Ю.А., Мяч Л.Т., Шерстюков А.Б. Оценка и прогноз возможного изменения элементов климата и состояния вечной мерзлоты на территории Российской Федерации в 21 веке // Мат-лы Международной конф. “Криогенные ресурсы полярных регионов”. Салехард, т. I, 2007, с. 127–129.
- Китаев Л.М., Разуваев В.И., Мартуганов Р.А. Пространственные особенности межгодовых изменений взаимодействия полей параметров климата и снежного покрова севера Евразии // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 4, с. 84-97
- Малкова Г.В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский // Криосфера Земли т. XIV, №3, 2010, с. 3-15
- Мельников В.П., Павлов А.В. Современные изменения климата на Севере и геокриологические последствия //Мат-лы Международной конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”, Тюмень, 2006., т. I, с. 37 – 41
- Мельников В.П., Павлов А.В., Малкова Г.В. Геокриологические последствия современных изменений глобального климата // География и природные ресурсы, 2007, № 3 , с 19 - 26.
- Мельников Е.С., Кондратьева К.А. Циркумарктическая карта многолетнемерзлых пород и грунтовых льдов (масштаб 1: 10 000 000) // Криосфера Земли, т. II, № 4, 1998, с. 59-61
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации – 2008, электронный ресурс, сайт Интернета http://climate2008.igce.ru/v2008/pdf/resume_ob.pdf
- Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Академическое изд-во ГЕО, 2008, 229 с.
- Павлов А.В., Малкова Г.В. Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // Криосфера Земли т. XIII, №4, 2009, с. 32-39.
- Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на севере России. Альбом мелкомасштабных карт. Новосибирск: изд-во ГЕО, 2005. 54 с.
- Павлов А.В., Малкова Г.В., Скачков Ю.Б., Коростелев Ю.В. Эволюция криолитозоны в связи с динамикой современного климата на севере России/ Мат-лы 4-й конф. геокриологов России, МГУ им. М.В.Ломоносова 7-9 июня 2011 г. Т. 2, ч.6. М., Изд-во Университетская книга, 2011. С.274-281.
- Розенбаум Г.Е., Шполянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции её будущего развития. – М.: Научный мир, 2000. 104 с.
- Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н., Варламов С.П. Результаты 25-летних мониторинговых исследований криолитозоны на стационаре Чабыда (Центральная Якутия)//Междун. конф. “Криогенные ресурсы полярных регионов”, Салехард, июнь, 2007. Материалы, т. I, с. 167–170.
- Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск, ГЕО, 2010, 279 с.
- Шполянская Н.А. Глобальные изменения климата и эволюция криолитозоны. М., МГУ, географический факультет, 2008. – 131 с.

Динамика Сезонного Промерзания Грунтов в Центральной России

А.Маслаков, В.Гребенец, Д.Аблязина, Д.Шмелёв, А.Радостева, В.Пастухов, В.Антонов, А.Быковский, Г.Гаврилов, А.Горбатов, Д.Манджиев, П.Мельник, А.Савельева, А.Смирнов, Г.Хмельницкий, А.Шпунтова
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
Г.Краев

Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, Москва, Россия

Д.Стрелецкий

Университет Дж. Вашингтона, Вашингтон, США

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия

Реферат

Пространственные закономерности формирования сезонного промерзания в различной степени связаны с климатом, литологической основой, условиями теплообмена через поверхность, ландшафтной структурой и др. Наблюдения показали, что основное влияние на развитие сезонно-мерзлого слоя в Центральном регионе России оказывали микроклиматические и грунтовые условия. Установлена связь глубины промерзания и криогенных текстур со структурой снежного покрова и метеорологическими характеристиками. Оценка динамики промерзания грунтов позволяет прогнозировать развитие деформаций, связанных с криогенным пучением, уточнить параметры весеннего половодья, определить влияние на почвенные и агробиологические процессы.

Ключевые слова: Ландшафты Центральной России; литология; морозное пучение; сезонное промерзание грунтов; снежный покров.

Введение

Сезонное промерзание – широко распространенный феномен в средней полосе России. Процесс протекает практически повсеместно, но при этом с различной интенсивностью, неоднородностью в пространстве и со значительной вариабельностью год от года. На пространственные и временные закономерности развития сезонного промерзания влияет множества факторов, в том числе метеорологические и климатические, геологические, ландшафтные условия, а также антропогенные преобразования. Непосредственный мониторинг глубины сезонного промерзания ведется лишь на немногочисленных зональных метеорологических обсерваториях, при этом не выявляется влияние различных природно-территориальных комплексов присущих региону, различия в снежном покрове и литологии.

Одной из задач современной криолитологии и гидрометеорологии является выявление ответной реакции криосферы на изменения климата. Сезонно-мерзлый слой, как один из криосферных элементов, также отражает подобную реакцию, зачастую определяет развитие природно-территориальных комплексов, влияет на изменение газообмена между почвой, растительностью и атмосферой, на формирования нанорельефа и на условия стока с территории. При различной глубине промерзания неодинаковы по срокам фазы растительного покрова. Весьма велико влияние сезонного промерзания грунтов на функционирование хозяйственных объектов. Мониторинг развития сезонно-мерзлого слоя, таким образом, имеет и практическое значение в управлении природной обстановкой.

Методика работ

Основными задачами 13-ти летних наблюдений за динамикой сезонно-мерзлого слоя (СМС) в средней полосе России явились: выявление главных факторов, определяющих глубину сезонного промерзания, и оценка вклада каждого из них в вариабельность СМС в различных ландшафтных и грунтовых условиях при разных метеорологических характеристиках.

Полевые работы по изучению сезонного промерзания проводились в Центральной России, в зоне смешанных лесов, – в Калужской, Владимирской и Московской областях. Метеорологические данные, необходимые для анализа результатов, принимались по ближайшим метеостанциям.

Наблюдения за динамикой сезонного промерзания выполнялись, рис.1:

- в зимы 1999-2003 гг. в среднем течении р. Протвы на территории Сатинского учебного полигона МГУ;
- зимой 2003-2004 г. в среднем течении р. Клязьмы в окрестностях учебно-научной базы МГУ в окрестностях г. Петушки;
- в зимы 2004-06 гг., 2007-09 гг. и 2011-012 гг. на правом берегу р. Москвы в окрестностях Звенигородской биостанции МГУ;
- зимой 2006-2007г. на правом берегу р. Оки в окрестностях г. Пущино Московской области;
- зимой 2009-2010 г. на побережье Можайского водохранилища вблизи пос. Красновидово.



Рис.1. Картограмма района проведения полевых работ: 1 – Сатино; 2 – Петушки; 3 – Звенигород; 4 – Пущино; 5 – Красновиново

Наблюдения за динамикой сезонного промерзания проводились на 10-25 ключевых участках (по заложенным профилям протяженностью до 5 км), охватывающих ландшафтное разнообразие на территории. Измерения осуществлялись дважды за холодный сезон: в начале формирования СМС (как правило – последняя декада ноября – первые числа декабря), и в период максимального промерзания (во вторую-третью декаду февраля). Стальной мерной лентой проводились измерения толщины СМС в шурфах и снежного покрова, проводилось описание криогенных текстур, мощностью снежного покрова, термометрами измерялась температура воздуха, на поверхности и в толще почвенного слоя и снежного покрова. В первый этап особое внимание уделялось детальному описанию ландшафтных условий, в том числе почвенно-грунтовых.

Результаты и обсуждения

Наблюдения показали, что изменчивость толщины СМС в пределах одного природно-территориального комплекса (ПТК) мала в сравнении с различиями СМС между ПТК.

Доминирующий фактор, определяющий мощность СМС.

В пределах единого физико-географического района (центральная часть Русской равнины) основное влияние на развитие СМС оказывали микроклиматические и грунтовые условия, что показано в табл.1.

Как видно из табл.1, средняя глубина СМС изменяется в широком диапазоне: от 0 – 1 см (суглинки, покрытые мощным слоем листового опада, выделяющего тепло при химических реакциях гниения, окисления и др.) до 30 – 40 см в песчаных, супесчано-суглинистых грунтах в ельниках, расположенных на склонах водораздела. Анализ показывает, что определяющим фактором являются погодные условия зимой. Отрицательные значения, прежде всего, значения среднесуточной температуры наружного воздуха, осадки и ветровое перераспределение снега.

Наибольшая мощность СМС за все годы наблюдений достигала 0,98 м на грунтовой дороге в 2006 г, а также 0,66 м в 2003 г. на прирусловом валу,

сложенном пылеватыми мелкозернистыми песками. Промерзанию благоприятствовало отсутствие на этом месте снежного покрова в течение зимы; продвижение фронта промерзания с двух сторон (сверху и сбоку); антропогенное уплотнение грунта, низкая предзимняя влажность и существенное понижение температуры воздуха во второй половине февраля.

Табл.1. Сводные данные по глубине промерзания в Центральном регионе (средние значения в пределах ПТК)

Грунтовые системы	Природно-территориальные комплексы (ПТК)	Среднее значение глубины сезонного промерзания грунтов, см при следующих холодозапасах:	
		15400-20500 отрицательных градусо-часов	более 20500 отрицательных градусо-часов
Пески	смешанный лес на водораздельной поверхности	0	нет данных
	хвойный лес на склоне	2	33
	пашня на водораздельной поверхности	6	нет данных
	луг на пойме	3	нет данных
Супеси	смешанный лес на водораздельной поверхности	1	22
	хвойный лес на склоне	6	38
	пашня на водораздельной поверхности	1	25
	луг на пойме	8	нет данных
Суглинки	смешанный лес на водораздельной поверхности	0	30
	хвойный лес на склоне	нет данных	31
	пашня на водораздельной поверхности	14	24
	луг на пойме	8	25

В конце ноября в Центральном регионе обычно присутствует снежный покров, в начале зимы 2004 г. достаточно интенсивное промерзание грунтов происходило, фактически, без снега. Уже в первый этап наблюдений температура достигала -20°C . Средняя глубина СМС в пределах различных типов местности составила 12-16 см. Заметным фактором, определяющим развитие сезонного промерзания, является предзимняя влажность грунтов. Так, холодной зимой 2009/10 (Красновиново, сумма отрицательных градусо-часов – 22766) не наблюдалось сезонное промерзание в сильно переувлажненных истых грунтах в днище небольшого водотока под коркой льда. На пойме

Можайского водохранилища, в супесях при высоте снега 40 см так же отсутствовал СМС, здесь эта ситуация связана с колебаниями уровня водохранилища, что вызывало изменение режима грунтовых вод.

Зависимость СМС от снежного покрова.

В период зимы 2003-2004 гг. наблюдалась аномально высокие значения температуры воздуха, и её средние значения составили $-6,4^{\circ}\text{C}$. Достаточно мощный снежный покров (до 0,5м) с ледяными инсоляционными корками свидетельствовал о многочисленных зимних оттепелях. В долине реки Клязьма промерзание грунтов в естественных условиях в пределах разных ПТК (болота на высокой пойме, луг на террасе, ельник на террасе и др.) даже к концу холодного периода практически не происходило. В то же время на экспериментальном участке, защищенном от снега в течение всей зимы, сезонное промерзание песка достигло к этому времени 0,4-0,5 м. В этом регионе отмечены минимальные значения криогенного пучения грунтов.

Определяющим фактором развития СМС в зимний период 2004-2005 гг. был снежный покров. Особенность этой зимы – повышенная снежность и аномалии пространственного и временного распределения снежного покрова на территории России. Немаловажную роль для мощности СМС сыграло нарушение хода снегонакопления, выразившееся в интенсивном таянии в декабре и январе (вплоть до полного исчезновения в отдельные дни), и последующем резком его возрастании в феврале и марте, вызванным обильным снегопадами, и в сохранении снежного покрова вплоть до второй декады апреля. Наблюдения в районе Звенигорода показали, что к концу холодного периода при мощности снега более 0,5м – СМС практически отсутствовал; при мощности до 0,4 м – СМС составлял 0,08-0,1м; при мощности 0,15-0,20 м – промерзание составляло в среднем 0,20м, рис.2.

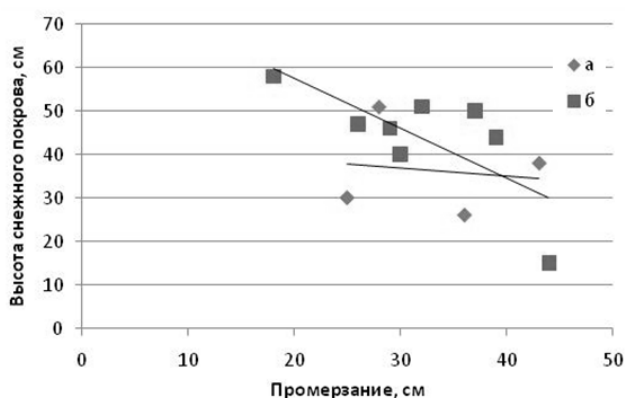


Рис.2. Зависимость сезонного промерзания от мощности снежного покрова (а - хвойный лес на склоне; б - луг на пойме)

Аналогичные данные были получены и для района Красновидово, когда даже в условиях холодной зимы

при мощности снега более 60 см не наблюдалось сезонное промерзание

Подобная картина, когда неоднородность снежного покрова во времени обеспечила значительное сезонное промерзание, наблюдалась зимой 2007/08. В самый холодный отрезок зимы (середина января) мощность снежного покрова была минимальной за все время его существования (менее 20 см). За этот период увеличение глубины сезонно-мерзлого слоя составило около 30 см, в то время как за оставшуюся зиму – менее 15 см, рис. 3.

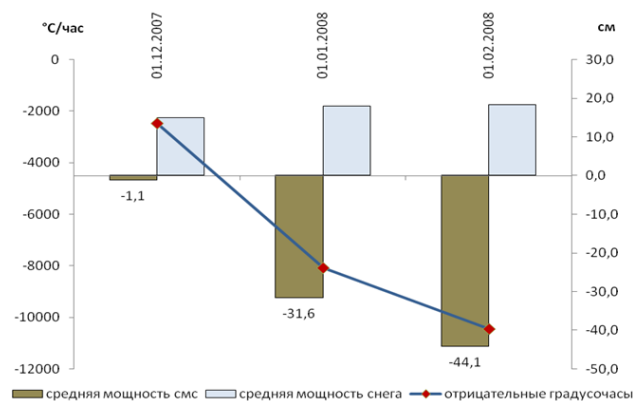


Рис.3. Динамика формирования сезонного промерзания грунтов в зависимости от глубины снежного покрова и температур на поверхности снега в овражно-балочной сети (по данным исследований зимой 2007/08)

Зависимость СМС от ландшафтных условий.

Исследования сезонного промерзания на Звенигородском полигоне проводились в различных ландшафтных условиях и на различных геоморфологических уровнях (водораздел, 1-я, 2-я и 3-я надпойменные террасы, высокая и низкая пойма р. Москва, овражно-балочная сеть), табл. 2. Участки исследований своеобразны по характеристикам растительного опада, удаленности от водоемов, степени антропогенного воздействия. В условиях практически полного отсутствия снега важную роль в развитии промерзания играют растительность и лиственный опад, которые служат изолятором и одновременно выделяет тепло при гниении. Сильнее всего грунты промерзают на тех участках, где растительность практически отсутствует. Большие значения сезонного промерзания так же наблюдались и в елово-березовом лесу на III надпойменной террасе. А вот в пределах долины р. Москва, за счет дополнительной аккумуляции снега и утепляющего влияния водотока, глубина сезонного промерзания, как правило, меньше, чем на водоразделе.

На глубину промерзания влияет и антропогенное вмешательство: сильно вытопанные участки с уплотненным грунтом или грунтовые дороги промерзают быстрее и имеют большую мощность СМС, чем на ненарушенных участках, покрытой растительностью.

Таблица 2. Толщина снежного покрова и глубина сезонного промерзания в зависимости от климатических и геоморфологических условий по данным исследований на Звенигородском полигоне.

Зима, гг	Сумма отрицательных градусо-часов	Высокая и низкая пойма и I надпойменная терраса		Водораздел			
		Мощность снега, см	Сезонное промерзание, см	Лес на террасе		Дорога на террасе	
				Мощность снега, см	Сезонное промерзания, см	Мощность снега, см	Сезонное промерзание, см
2004/05	14600	27	20	32	35	14	40
2005/06	21325	47	28	39	60	4,5	98
2007/08	10500	20	22	17	35	9	88
2008/09	11287	31	15	30	25	12	73

Одним из главных примеров территорий с разнообразными ландшафтными условиями являются овраги. Хорошо развитая сложная овражно-балочная сеть характерна для Западного Подмоскovie, что вызвано целым рядом факторов: размываемостью пород, наличием большого числа крупных и мелких водотоков, активной распашкой земли и нарушением естественного растительного покрова.

Первой особенностью прохождения криогенных процессов в условиях овражно-балочной сети является неоднородность. Этот факт находит отражение в значениях толщины снежного покрова и мощности сезонно-мерзлого слоя.

Рельеф способствует дифференциации толщины снежного покрова и мощности сезонного промерзания на достаточно ограниченной территории. Это связано с большой варианностью литологии, растительности, рельефа, режима грунтовых вод в пределах одного типа местности (овраг); отмечается неоднородность промерзания по всему оврагу и разная интенсивность криогенных процессов. На бортах оврагов из-за малой толщины снежного покрова и разреженной растительности мощность СМС может достигать больших значений (так, зимой 2007/08гг промерзания на бортах оврагов в окрестностях Биостанции МГУ достигало 70 см, рис. 4).

Весной, при длительном оттаивании сезонно-мерзлого грунта, может начаться вязко-пластичное течение почвы по подстилающей мерзлой толще – солифлюкция. Еще одним следствием глубокого сезонного промерзания является блоковое смещение грунтов, которое может возникнуть при неравномерном оттаивании мерзлых блоков. Наиболее активно этот процесс протекает в верховьях оврагов, что связано с их большой неустойчивостью и интенсивностью других геоморфологических процессов. Кроме этого, из-за большой влажности только что оттаявших слоев, могут возникать оползни.

Влияние СМС на геотехнические системы.

Сезонное промерзание грунтов способствует развитию многих природных и техногенных процессов. Нормативная глубина заложения фундамента для малонагруженных зданий должна составлять не менее расчетной глубины промерзания грунта, которое для Центральной России составляет

1,5 м (СНиП 2.02.01-83). Морозное выветривание грунтов увеличивает количество дисперсных частиц и, как следствие, происходит активизация неравномерного пучения грунтов при промерзании и осадка при оттаивании, приводящие к разрушению полотна автотрасс, к деформациям малоэтажных зданий и малонагруженных сооружений.

Особое внимание требует широкое развитое в средней полосе криогенное пучение, обусловленное фазовыми переходами воды в деятельном слое. В зависимости от грунтов, предельной влажности и характера промерзания, величины пучения могут достигать значительных величин. В основном, в сезонно-мерзлых грунтах формируется массивная криогенная текстура, сетчатая криогенная текстура образуется в условиях промерзания сверху и сбоку и наблюдается на сильно антропогенезированных участках – пашнях с бороздами и отвалами почвы. Несмотря на быстрое промерзание в отдельных частях встречаются слоистые криотекстуры, соответствующие тонкодисперсным пылеватым породам – супесям и суглинкам, которые обладают наиболее благоприятными для льдовыделения (пучения) свойствами. Во время наблюдений была обнаружена интересная форма сезонного промерзания – «ледомох», который представляет собой моховой покров, сцементированный льдом, заполняющим пустоты. Тем не менее, криогенное пучение проявляется на этой территории достаточно активно, чему способствуют грунтовые и температурные условия. Наблюдения показали, что деформации малонагруженных объектов, возведенных на суглинистых грунтах, под воздействием морозного пучения заметно больше, чем в песчаных. Например, в районе Протвы деформировано около 20% заборов, столбов и деревянных построек.

Заключение

Сезонное промерзание на территории Центральной России развито повсеместно, но при этом с различной интенсивностью, неоднородностью в пространстве, и со значительной изменчивостью год от года. На пространственные и временные закономерности развития сезонного промерзания влияет множество факторов, но, определяющими являются метеорологические. Литологические и ландшафтные условия, а также степень антропогенного воздействия

могут обеспечивать вариации глубины деятельного слоя на достаточно ограниченных пространствах.

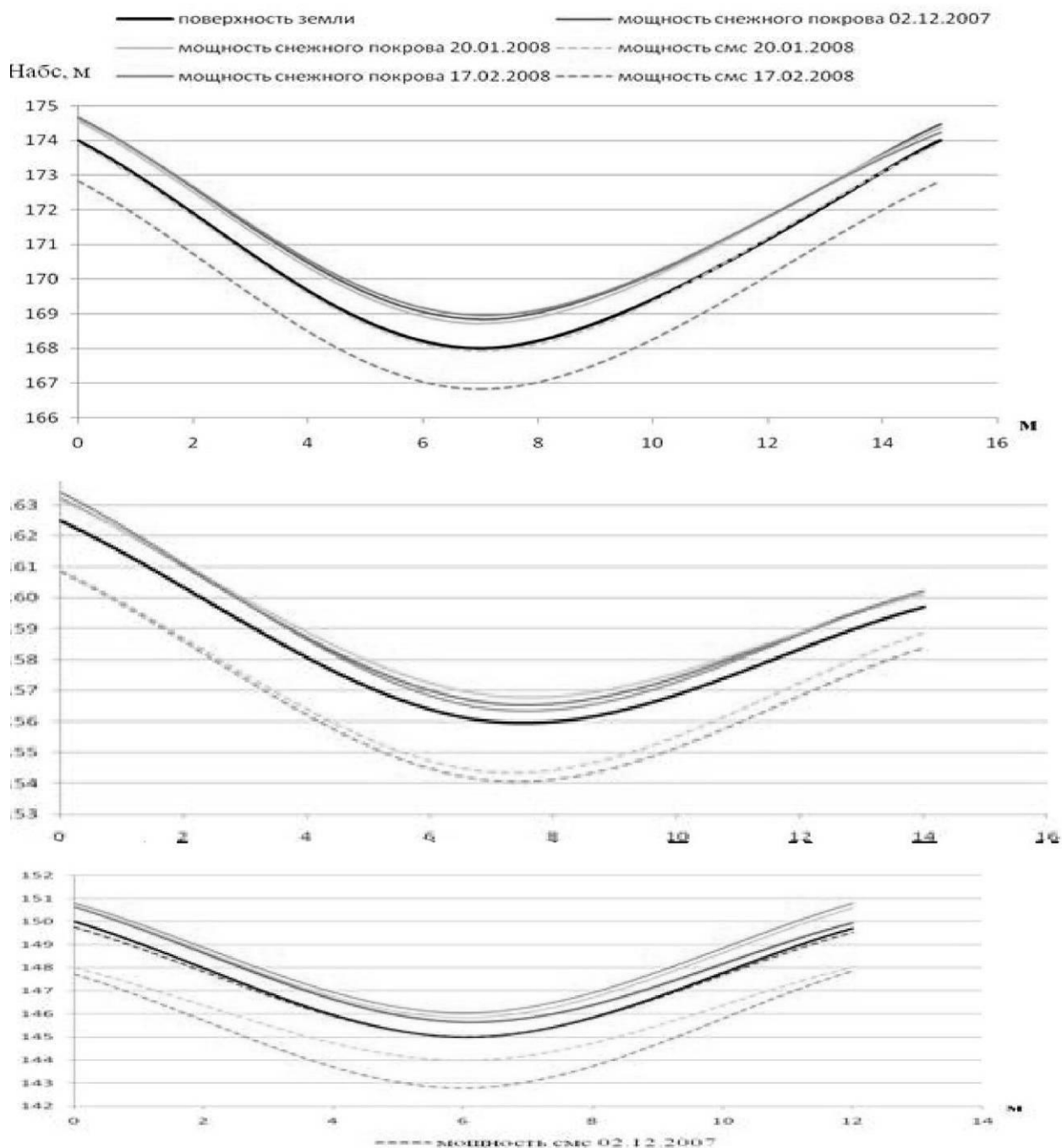


Рис. 4. Поперечные профили оврага Андреевский (верховья, средняя часть и устье оврага соответственно) в окрестностях Звенигородской биостанции МГУ по результатам наблюдений за зиму 2007/08

При развитии сезонно-мёрзлого слоя (СМС) происходит изменения в режиме подземного и поверхностного стока, резко сокращается активность биологических, химических, почвенных процессов; при формировании шлировых криогенных текстур изменяются структура и сложение грунтов, что влияет на их физико-механические, влагоприёмные и другие

свойства, исследуемые при инженерно-геологических изысканиях.

Приведенные исследования показали, что даже в аномально холодный зимний период 2005-2006 гг. фактическая глубина СМС изменяется от 0 см до 1,2 м и зависит от комплекса факторов – климатологических и литологических. Для малонагруженных (легких) зданий и сооружений

заложение фундаментов на данную глубину не обеспечивает устойчивость их в пучинистых грунтах, так как неравномерные деформации зданий могут происходить за счет воздействия не только прямых, но и касательных сил криогенного пучения.

Оценка динамики СМС позволяет также прогнозировать весеннее половодье, снежный покров имеет высокую плотность и мощность, во время таяния не впитывается в мерзлый грунт.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Ведущие научные школы РФ», НШ – 32.71.2010.5, программы CALM, грант США, U.S. National Science Foundation OPP-0352957 grant и компании «КонакоФиллипс Россия Инк».

Авторы выражают благодарность за реальную поддержку исследований «ConocoPhillips Inc» и МГУ им. М.В. Ломоносова (грант НШ-3271.2010.5)..

Литература

- Аблязина Д.И. и др. Исследование процессов сезонного промерзания грунтов на северо-востоке Калужской области // В кн.: Материалы XI Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов – 2004» / Отв. ред. Иванов А.Н. – М.: Изд-во МГУ, 2004г. – 7 с.
- Алисов Б.П. Климат СССР. – М.: Высшая школа, 1969г., 104с.
- Общее мерзлотоведение (геокриология) / Под ред. В.А. Кудрявцева – М.: Изд-во МГУ, 1978г., 464с.
- Строительные Нормы и Правила. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. СНиП 2.02.01-83. – ЦИТП Госстроя России, М.: 1995. – 71 с.

Засоленность криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера

А.Г. Матюхин, И.Д. Стрелецкая

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Реферат

Приведены новые данные по степени засоления основных геолого-генетических комплексов четвертичных отложений Енисейского севера. Мощность четвертичных отложений изменяется от нескольких метров в горах и предгорьях Таймыра до 100 и более метров к югу от м. Сопочная Карга (правобережье р. Енисей). Севернее п. Усть-Порт (68°с.ш.) четвертичные песчано-глинистые отложения морского генезиса засолены. Засоление связано с консервацией седиментационных хлоридно-натриевых солей в промерзавших морских осадках в плейстоцене и голоцене. Морские плейстоценовые отложения, оттаявшие и вновь промерзавшие, имеют преимущественно сульфатно-натриевый состав солей. Засоленные морские отложения перекрываются не засоленными: склоновыми, эоловыми, аллювиальными, озерными, биогенными отложениями и отложениями ледового комплекса. Составлена карта распространения криогенных засоленных четвертичных отложений Енисейского Севера (масштаб 1:1 000 000) до глубины 15-20 м.

Ключевые Слова: Засоленные криогенные породы; мерзлые породы; состав воднорастворимых солей; четвертичные отложения.

Введение

Степень засоленности (D_{sal} , %) – характеристика, определяющая количество воднорастворимых солей в отложениях (ГОСТ 25100-95). К засоленным криогенным отложениям относятся породы, у которых содержание легкорастворимых солей в г на 100 г сухой породы превышает для пылеватых песков – 0,05 %, для песков – 0,1 %, для супесей 0,15 %, для суглинков – 0,20% и для глин – 0,25% (СНиП 2.02.04-88). Присутствие воднорастворимых солей в грунте понижает температуру их замерзания, несущую способность мерзлых пород. Соли оказывают агрессивное воздействие на бетон фундаментов, металлические и железобетонные конструкции.

Особенность Енисейского региона – широкое распространение засоленных криогенных дисперсных отложений в верхней части геологического разреза. Засоление пород связано с осадконакоплением во время морских трансгрессий в плейстоцене и голоцене (Данилов, 1978, Свиточ 2002 и др.). В периоды повышения уровня моря происходило накопление осадков с иловыми солеными растворами. Промерзание отложений сразу после выхода из-под уровня моря обеспечило сохранение в них седиментационных солей морского типа ($Na^{+} > Mg, Ca; Cl^{-} > SO_4, HCO_3$).

Севернее п. Усть-Порт (68°с.ш.) засоленные плейстоценовые морские отложения слагают разновысотные террасовые уровни с абсолютными отметками до 80-100 м. Морские отложения рассолены до глубины сезонного оттаивания или перекрываются пачкой континентальных незасоленных отложений различного генезиса. Мощность засоленных четвертичных морских отложений может достигать 200 м, а в долине р. Енисей засоленные отложения залегают ниже уровня моря до - 100 м.

К югу от 68°с.ш. морские плейстоценовые отложения оттаивали в теплые эпохи голоцена и до глубины 30-50 м рассолены (Дубиков, Иванова, 1990).

К настоящему времени фактический материал по степени засоления четвертичных отложений севера Западной Сибири частично обобщен. Составлена карта засоленности мерзлых пород территории ЯНАО (Дубиков и др., 2004) масштаба 1:3 500 000. Степень засоления и состав водно-растворимых солей четвертичных отложений восточного Гыдана, побережий Енисейского залива и островов Карского моря практически не исследованы и на карте не отражены.

Новые данные, полученные во время полевых работ комплексной экспедиции института криосферы Земли СО РАН, ВНИИОкеангеологии и географического факультета МГУ, в рамках программы Международного Полярного Года, позволили установить особенности распределения солей в мерзлых породах основных геолого-генетических комплексов Енисейского Севера. Впервые была составлена карта засоленности криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера (масштаб 1:1 000 000) до глубины 15-20 м, которая может быть использована при инженерных изысканиях.

Район исследований

Енисейский Север включает районы нижней части р. Енисей, акваторию Енисейского залива, восточный Гыдан и западный Таймыр (рис.1). Территории характеризуются суровым морским арктическим и субарктическим климатом. Среднегодовая температура воздуха по данным местных метеостанций составляет от -9,6°С до -11,1°С. Регион характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород мощностью до 500-700 м со среднегодовой температурой -9...-11°С. Несквозные талики встречаются только под руслами рек, впадающими в Енисейский залив.

В геологическом строении района принимают участие как выступающие на поверхность коренные породы верхнего мела и палеозоя, так и рыхлые четвертичные дисперсные морские прибрежно-

В районе мыса Сопочная Карга и устья реки Крестьянки незасоленные верхнее плейстоценовые аллювиальные отложения мощностью 15-20 м, подстилаются засоленными верхнее плейстоценовыми (казанцевскими) морскими глинистыми и песчаными отложениями (степень засоленности глин 0,5%, песков – 0,1%) рис. 3 (А, Б).

В районе посёлка Диксон береговые обнажения сложены пачкой верхнеплейстоценовых и голоценовых незасоленных континентальных супесчаных отложений ледового комплекса, уходящих под современный урез моря. Предполагается, что дисперсные отложения подстилаются коренными скальными породами, выходящими в береговых обрывах и на осушках.

Голоценовые засоленные морские пески и супеси с многочисленными включениями торфа слагают трехметровый береговой обрыв острова Сибирякова (Западный) (Опокина и др., 2010). Степень засоления супесей под слоем оттаивания составляет 0,19%, а на глубине 2,3-2,5 м увеличивается до 0,9%. Степень засоления песков на глубине 2,8 м достигает 1,3%, состав солей неизменно хлоридно-натриевый. Такое распределение по разрезу водно-растворимых солей характерно для молодых аккумулятивных морских поверхностей: лайд, пляжей и отмелей, когда при промерзании соли отжимаются вниз по разрезу (Васильчук и др., 1984).

Степень засоления песчано-глинистых четвертичных отложений основных геолого-генетических комплексов приведены в таблице 1.

Таблица 1. Степень засоления песчано-глинистых четвертичных отложений основных геолого-генетических комплексов

Местоположение разрезов	Возраст и генезис отложений	Средние значения степени засоления отложений (D sal,%)		Состав солей
		Песчаных	Глинистых	
устье р. Нарзой	m, gm II	-	0,6	Хлоридно-натриевый
м. Лескино	m, gm II	-	0,8	Хлоридно-натриевый
м. Шайтанский	m, gm II	0,06	0,4	Хлоридно-натриевый
ур. Красный Яр	m I	-	0,6	Хлоридно, сульфатно-натриевый
устье р. Крестьянка	m, pm III ¹	0,1	0,3	Хлоридно-натриевый
м. Зверевский	m, gm II	0,1	0,2	Сульфатно-натриевый
м. Сопочная Карга	m, pm III ¹	-	0,5	Хлоридно-натриевый
ур. Матрёнин Лог	m, pm III ¹	0,1	0,3	Хлоридно-натриевый
о. Сибирякова	mIV	1,3	0,7	Хлоридно-натриевый

Карта засоленности криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера

Составлена карта засоленности криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера до глубины 15-20 м масштаба 1:1 000 000 рис. 4. Для составления карты была использована Государственная геологическая карта Российской Федерации плиоцен-четвертичных образований масштаба 1:1 000 000 (Государственная..., 2000) и уточненная геоморфологическая схема района масштаба 1: 1 000 000, составленная авторами.

В основу карты были положены:

1) принцип выделения геолого-генетических комплексов - подразделений, объединяющих породы одной формации и образовавшиеся в одинаковых фациальных условиях (физико-географической обстановке);

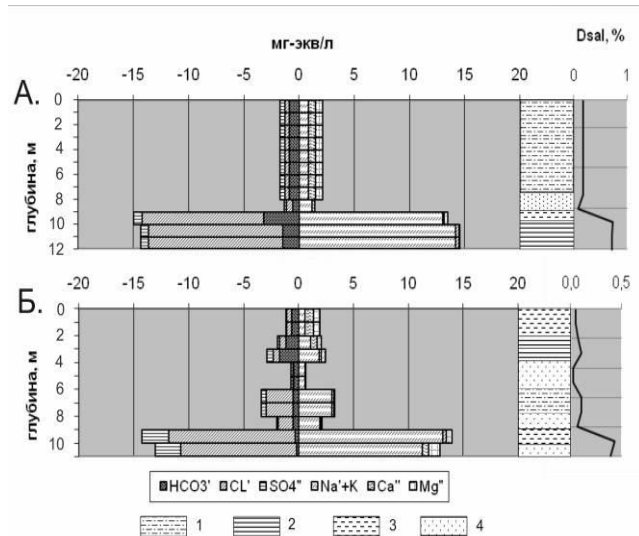


Рис. 3. Распределение ионов воднорастворимых солей в верхнеплейстоценовых песчано-глинистых отложениях Западного Таймыра: А. мыс Сопочная Карга; Б. устье р. Крестьянка. Со знаком минус на графике дано содержание анионов

2) геоморфологические особенности территории: верхнеплейстоценовые отложения образуют хорошо выраженные в рельефе террасовые уровни различного возраста (абс. отметки от 0 до 120 м);

3) установленные закономерности распределения и изменения состава ионов воднорастворимых солей по разрезу.

По степени засоления криогенных четвертичных отложений исследуемая территория была поделена на следующие районы:

- незасоленных отложений, которые слагают поверхности с абсолютными отметками более 120 м и занятые преимущественно грубообломочными и скальными породами.
- засоленных ниже слоя сезонного оттаивания средне плейстоценовых песчано-глинистых морских отложений (санчужовских), слагающих 60 - 120 метровые поверхности.
- слабозасоленных ниже слоя сезонного оттаивания верхне плейстоценовых (казанцевских) морских песчано-глинистых отложений, слагающих 30 – 60 м поверхности.
- имеющие двухслойное строение разреза и слагающие поверхности высотой менее 30 м.

Незасоленные верхне-плейстоценовые и голоценовые континентальные отложения, подстилаются засоленными верхне-плейстоценовыми морскими глинистыми и песчаными отложениями.

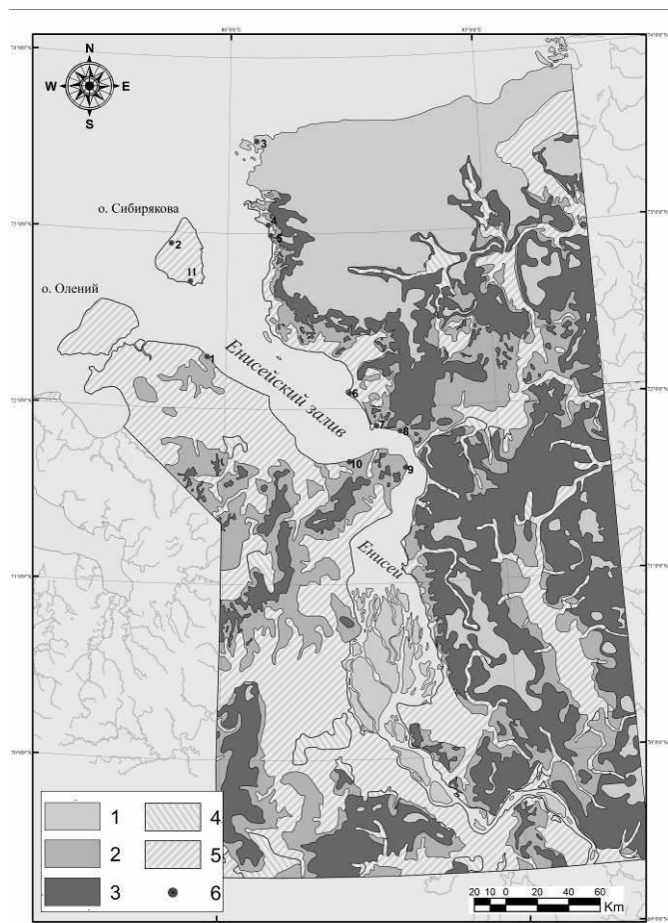


Рис. 4. Карта засоленности криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера до глубины 10-15 м масштаба 1:1 000 000.

Степень засоления песчано-глинистых отложений:

1. Незасоленные (0-0,05%); 2. Слабозасоленные (0,05-0,2%);
3. Засоленные (более 0,2%); 4. Незасоленные подстилаются слабозасоленными; 5. Незасоленные подстилаются засоленными; 6. Опорные разрезы: 1. м. Лескино, 2. о. Сибирякова, 3. п. Дискон, 4. ур. Матрёнин Лог, 5. устье р. Крестьянка, 6. м. Шайтанский, 7. м. Сопочная Карга, 8. ур. Красный Яр, 9. м. Зверевский, 10. устье р. Нарзой

Выводы

Берега Енисейского залива и водораздельные поверхности до отметок 80-100 м сложены преимущественно морскими плейстоценовыми песчано-глинистыми отложениями, степень засоления которых в песках не превышает 0,1%, в суглинках и глинах достигает 1,2%. Количество солей увеличивается вниз по разрезу, что объясняется рассолением верхних горизонтов при колебании глубины оттаивания и склоновыми процессами. Колебание степени засоления по разрезу в отложениях связано также со сменой литологии (в песках солей содержится в несколько раз меньше, чем в глинах). Оттаивание и повторное промерзание морских отложений приводит к изменению состава

ионов воднорастворимых солей с хлоридно-натриевого на сульфатно-натриевый.

Широкое распространение засоленных криогенных пород позволяет реконструировать морские условия осадконакопления на Енисейском Севере на протяжении большей части плейстоцена.

Отложения промерзали сразу после регрессии моря, что позволило сохраниться в них седиментационным солям. Такие условия мы можем наблюдать на современных морских аккумулятивных поверхностях.

Верхняя часть разреза сложена не засоленными континентальными отложениями верхнеплейстоцен-голоценового возраста.

Составлена карта засоленности криогенных четвертичных отложений Енисейского Севера до глубины 10-15 м масштаба 1 000 000.

Литература

- Аксёнов В.И. Засоленные мёрзлые грунты Арктического побережья как основание сооружений. М.: Изд-во «Всё о мире строительства», 2008, - 340 с.
- Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. О находках сильноминерализованных повторно-жильных льдов. Изв. АН СССР, серия геологическая, 8, 1984, Москва, с. 129-134.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации плиоцен-четвертичных образований масштаба 1:1 000 000, Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000.
- Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011, № 2 (88), с. 36-44.
- Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 198 с.
- Данилов И.Д. Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисей // Проблемы криолитологии, вып.1, Изд-во Моск. ун-та, 1969, с. 93-105.
- Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Засоленные мерзлые грунты и их распределение на территории СССР // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений под. ред. С.С. Вялова, М.: «Наука», 1990. - с. 3-9.
- Дубиков Г.И., Иванова Н.В., Сокольская В.Б. Засоленность мёрзлых пород// В Атласе ЯНАО/ под ред. Ларник С.И. – ФГУП «Омская картографическая фабрика» 2004. – с.162-163.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. Москва. Труды ГИН АН СССР, вып. 257, Наука, 1974, 255 с.
- Опокина О.Л., Слагода Е.А., Стрелецкая И.Д., Суслowa М.Ю., Томберг И.В., Ходжер Т.В. Криолитология, гидрохимия и микробиология голоценовых озерных и повторно-жильных льдов о-ва Сибирякова Карского моря // Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10, М.: ГЕОС, 2010. С. 241-247.

- Сакс В.Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии // Тр. НИИГА. М., 1951, т. 14, с. 167–282.
- Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. – М.: ГЕОС, 2003. – 362 с.
- Соловьев В.А. Опыт изучения подземных льдов Енисейского Севера в целях палеогеографических и неотектонических реконструкций // Природные условия Западной Сибири, вып.4, М., Изд-во Моск. ун-та, 1974, с. 34-48.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Дервянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // «Криосфера Земли», 2007, т.ХІ, №3, с.14-28
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2009, т.ХІІІ, №3, с. 59-69
- Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., Наука, 1966. 207 с.
- Stein R., Niessen F., Dittmers K., Levitan M., Schoster F., Simstich J., Steinke T. and Stepanets O. Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results // Polar Research, 2002, 21(2): 315-322.



Устойчивость и рост газовых гидратов при давлениях ниже равновесия лед–гидрат–газ

В.П.Мельников, А.Н.Нестеров, А.М.Решетников
Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия
В.А.Истомин
ВНИИГАЗ, пос. Развилка, Московская обл., Россия

Реферат

В работе приводятся результаты изучения поведения газовых гидратов в термодинамической области, ограниченной на фазовой диаграмме линиями равновесия лед–гидрат–газ и метастабильного равновесия переохлажденная вода–гидрат–газ. Экспериментально показано, что в указанной области при отсутствии льда в образцах гидраты могут длительно существовать как метастабильная фаза, а также возможен рост метастабильных гидратов на каплях переохлажденной воды. Измерены скорости роста метастабильных гидратов в зависимости от типа газа и переохлаждения системы.

Ключевые Слова: Газовые гидраты; Метастабильные состояния; Фазовые равновесия.

Введение

Принято считать, что самоконсервация газовых гидратов обеспечивается за счет образования непроницаемого ледяного покрытия на поверхности гидратных частиц в начальный момент их диссоциации (Davidson и др.1986, Якушев 1988, Якушев, Истомин 1990). Образование льда при диссоциации гидратов установлено экспериментально, однако сам механизм формирования ледяного покрытия изучен недостаточно и остается мало понятным. Один из предложенных и теоретически обоснованных механизмов самоконсервации предполагает, что диссоциация гидратов при температурах ниже 273 К может протекать через образование промежуточной переохлажденной воды (Истомин и др. 2006). Позднее образование переохлажденной воды при диссоциации гидратов было подтверждено экспериментально (Мельников и др. 2007, Истомин и др. 2008, Melnikov и др. 2009, Ohno и др. 2011). Диссоциация образцов гидратов при понижении давления (рис.1) начиналась не после пересечения линии равновесия лед–гидрат–газ (кривая1), а после пересечения линии и метастабильного равновесия переохлажденная вода–гидрат–газ (кривая2).

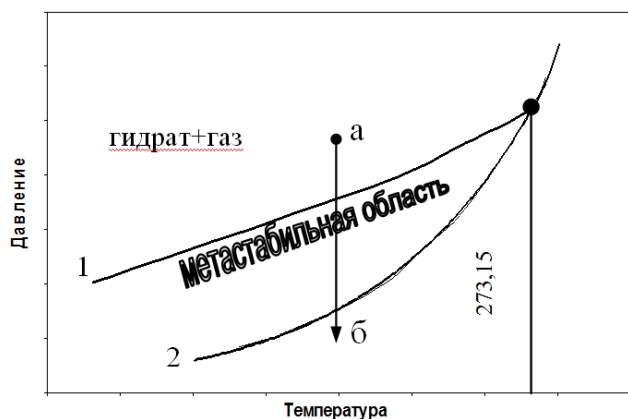


Рис.1. Фрагмент диаграммы состояния системы вода–газ.
а – начальное состояние системы,
б – после понижения давления

Определенный интерес представляет поведение гидратов в области ограниченной линиями равновесия лед–гидрат–газ (кривая 1) и метастабильного равновесия переохлажденная вода–гидрат–газ (кривая2), рис. 1.

В данной работе рассмотрено поведение гидратов в этой области.

Экспериментальная часть

Подробное описание установки и методики получения гидратов приводится в (Решетников 2010). В качестве объектов исследования использовались гидраты метана, пропана и диоксида углерода. Для изучения поведения газовых гидратов был выбран метод визуальных наблюдений с использованием оптической микроскопии, дополненный измерениями давления и температуры в исследуемой системе.

Основным элементом установки является реактор, рассчитанный на рабочее давление 15 МПа. На боковой поверхности реактора имеются смотровые окна для визуального наблюдения процессов, происходящих внутри реактора. Реактор располагается в термостатируемой камере Teledor. Наблюдение за процессами образования/диссоциации гидратов осуществляется при помощи катетометра В-630, окуляр зрительной трубы которого состыкован с цифровой фотокамерой. Изображение, получаемое фотокамерой, выводится на экран монитора и параллельно записывается на DVD.

Методика приготовления образцов гидратов состояла в следующем. Дистиллированную воду в количестве 1,5–2,5 г распыляли в виде мелких капель на прозрачную пластину из оргстекла. Предварительно реактор и пластина охлаждались до температуры 253–258 К, так что при распылении воды на поверхности пластины образовывались частицы льда, имеющие форму близкую к сферическому сегменту с диаметром основания 0,15–2,5 мм и высотой 0,3 мм. Таким образом, для получения гидратов использовался лед. После заправки реактора газом, его медленно нагревали до температуры, выше

точки плавления льда. Таяние льда способствовало ускорению процесса гидратообразования. Следует отметить, что наши многочисленные попытки получить гидраты из капель воды, которые не подвергались бы предварительному замораживанию, успехом не увенчались.

Для изучения поведения полученных образцов гидратов вне области их термодинамической стабильности в реакторе устанавливалась выбранная температура, после чего медленно понижалось давление. Скорость падения давления регулировалась таким образом, чтобы не вызывать уменьшения температуры в реакторе. О разложении гидратов судили по визуально фиксируемому разрушению их поверхности, появлению островков жидкой фазы и выделению пузырьков газа из жидкости.

Результаты и обсуждение

Наши исследования поведения гидратов в области, ограниченной линиями равновесия лед–гидрат–газ, метастабильного равновесия переохлажденная вода–гидрат–газ и изотермами $T=253$ К для гидратов метана, $T=263$ К для гидратов пропана и $T=249$ К для гидратов CO_2 показали, что в этой области гидраты могут длительное время существовать как метастабильная фаза без видимых признаков диссоциации. Например, в одном из наших экспериментов непрерывные наблюдения за гидратами метана продолжались 14 дней при давлении 1,9 МПа и температуре 268 К, рис.2. Никаких изменений с гидратами визуально зафиксировано не было (рис.2b), хотя равновесное давление диссоциации гидратов метана (P_{eq}) на лед и газ при данной температуре равно 2,17 МПа. Однако, при последующем понижении давления в реакторе со скоростью 0,02 МПа/мин сразу при пересечении линии метастабильного равновесия переохлажденная вода–гидрат–газ наблюдалось образование воды, рис.2с. Образование переохлажденной воды означает, что образцы гидратов не содержали не прореагировавший лед, а также то, что лед не образовался за все время наблюдений гидратов, находящихся вне области их термодинамической стабильности.

Дальнейшие исследования показали, что диссоциация метастабильных гидратов на переохлажденную воду и газ носит обратимый характер. Если после завершения диссоциации гидратов (гидраты визуально не наблюдались в каплях переохлажденной воды), давление в реакторе поднять выше давления метастабильного равновесия переохлажденная вода–гидрат–газ (выше кривой 2, рис.1), но тем не менее ниже давления равновесия лед–гидрат–газ (ниже кривой 1, рис.1), на поверхности переохлажденной воды мы наблюдали рост корки твердой фазы, рис.3. Это не был лед, который является стабильной фазой при данных P, T условиях. Проверено, что повторное уменьшение давления ниже давления метастабильного равновесия переохлажденная вода–гидрат–газ снова приводило к плавлению корки твердой фазы. Кроме того, появление зародышей льда в переохлажденной воде должно было вызывать ее мгновенную

кристаллизацию во всем объеме капли, а в нашем случае твердая корка распространялась по поверхности каплю переохлажденной воды с конечной скоростью. Основываясь на данных наблюдениях, мы заключили, что твердой фазой, растущей по поверхности каплю переохлажденной воды являются метастабильные гидраты (гидраты метана в конкретном примере).

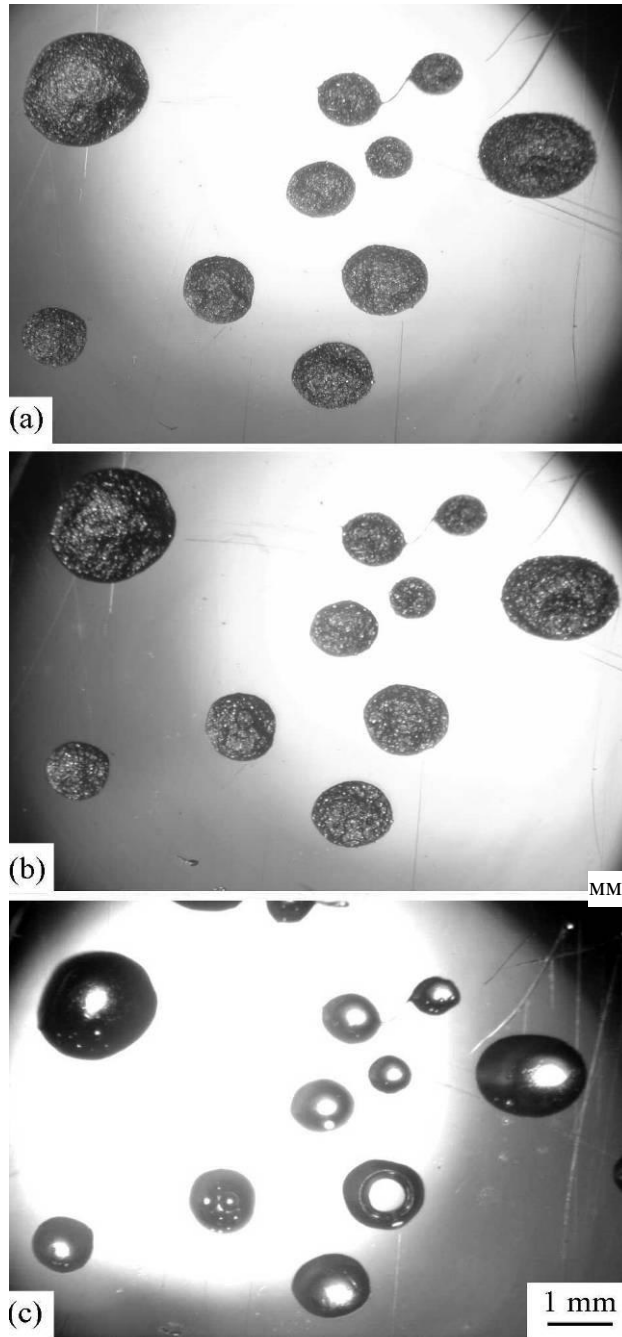


Рис. 2. (a) Стабильные и (b) метастабильные гидраты метана при 268 К. (a) $P=8,5$ МПа; (b) через 336 часов после того, как давление в реакторе было понижено до $P=1,9$ МПа; (c) диссоциация метастабильных гидратов метана при пересечении линии метастабильного равновесия переохлажденная вода–гидрат–газ при понижении давления в реакторе с 1,9 МПа до 1,6 МПа. $P_{eq}=2,17$ МПа при $T=268$ К

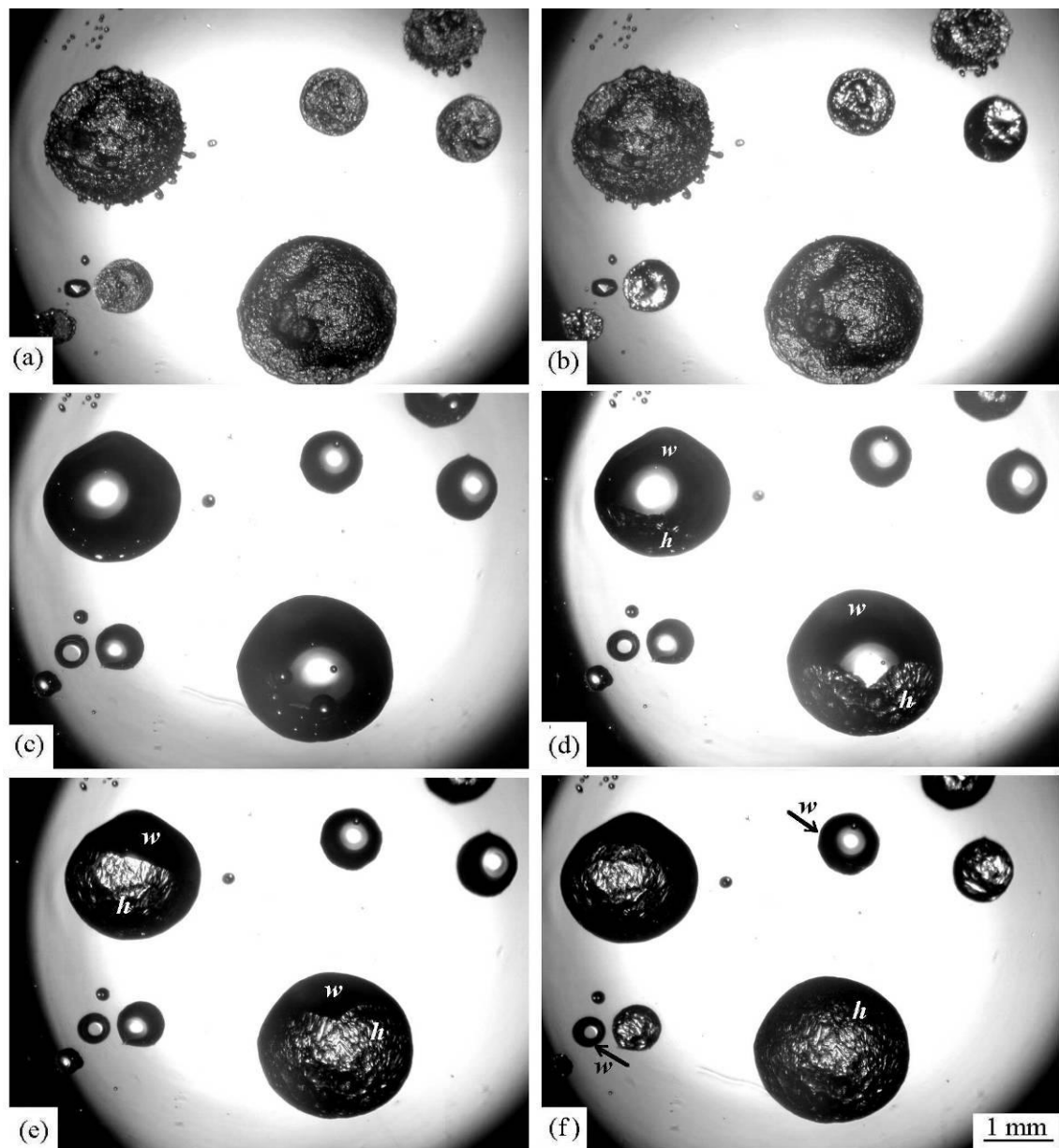


Рис. 3. (а) Метастабильные гидраты метана, (b),(c) их диссоциация на переохлажденную воду и газ и (d)-(f) рост корки метастабильных гидратов метана на поверхности капель переохлажденной воды при 268 К. (а) Через два часа после того, как давление в реакторе изотермически понижилось до 1,8 МПа. Никакие изменения образцов за это время не наблюдались (0 мин); (b) при медленном понижении давления первые признаки диссоциации гидратов появились при 1,61 МПа (11 минут); (с) 1,28 МПа (45 мин); (d) после того, как давление в реакторе повысили до 1,8 МПа на поверхности одной из капель (самой большой капли) появилась гидратная корка (время=48 мин); (е) $P=1,8$ МПа, рост гидратной корки происходит на поверхности двух самых больших капель переохлажденной воды (время=49 минут); (f) $P=1,8$ МПа, гидраты не наблюдаются как минимум еще в двух каплях переохлажденной воды (время=52 минуты)

Их рост не противоречит классической термодинамике. Две фазы (гидраты и переохлажденная вода) метастабильны по отношению к третьей фазе (лед), могут сосуществовать друг с другом. При этом на кривой 2 (рис.1) удовлетворяются обычные условия равновесия фаз: $T_w = T_h$, $P_w = P_h$, $\mu_w = \mu_h$ (Скрипов и Коверда 1984), где μ - химический потенциал воды, а индексы обозначают сосуществующие фазы – переохлажденная вода (w) и гидрат (h). В области выше кривой 2 химический потенциал воды в гидратах μ_h ниже химического потенциала переохлажденной воды μ_w , что вызывает рост

гидратов на поверхности капель переохлажденной воды, рис.3.

Особенности роста метастабильных гидратов связаны со стохастическим характером нуклеации и влиянием размеров капель переохлажденной воды на индукционный период гидратообразования. Можно заметить, что на рис. 3 гидраты не образуются одновременно во всех каплях переохлажденной воды и спустя 4 минуты после нуклеации первых капель остаются как минимум еще две капли (на рис. 3 отмечены стрелкой).

На рис.4-6 представлены результаты измерения скорости поверхностного роста корки

метастабильных гидратов на поверхности капель воды, как функция переохлаждения системы ΔT . В этих экспериментах использовалась вода с гидратной историей. Воду с гидратной историей получали при плавлении гидратов при давлении, чуть ниже давления метастабильного равновесия переохлажденная вода-гидрат-газ. Гидраты плавилась в течение 30 мин до видимого исчезновения гидратной фазы. Затем давление в реакторе повышали до величины, обеспечивающей заданное переохлаждение системы $\Delta T = T_{eq} - T$, где T_{eq} – равновесная температура гидратообразования при данном давлении в реакторе, а T – температура в реакторе. Для переохлажденной воды для T_{eq} использовалась температура метастабильного равновесия переохлажденная вода-гидрат-газ.

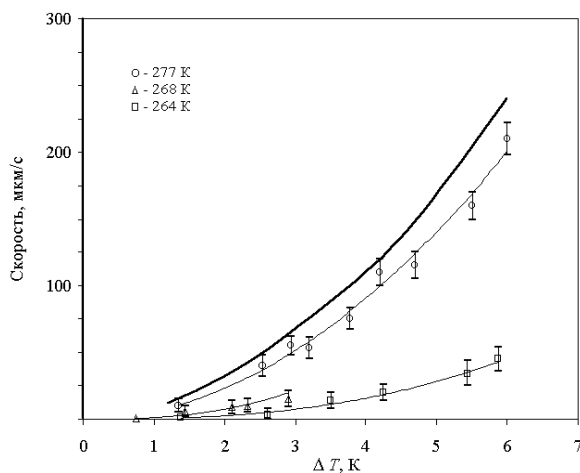


Рис.4. Скорость роста гидратов метана на поверхности капель воды как функция переохлаждения и температуры. Жирная линия представляет степенной тренд по литературным данным для скорости роста стабильных гидратов на поверхности объемной воды

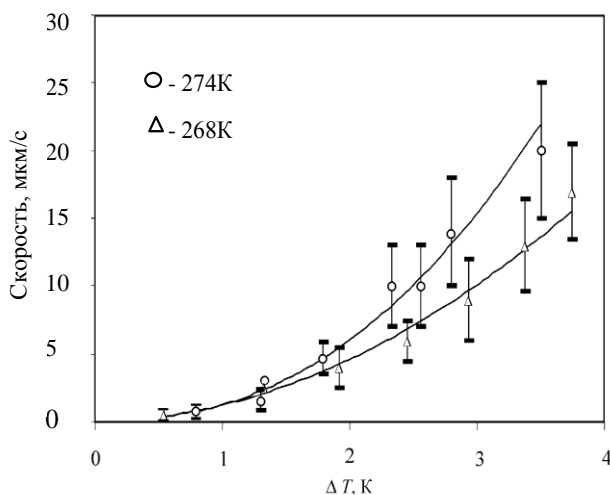


Рис. 5. Скорость роста корки метастабильных гидратов пропана на поверхности капель переохлажденной воды как функция переохлаждения и температуры

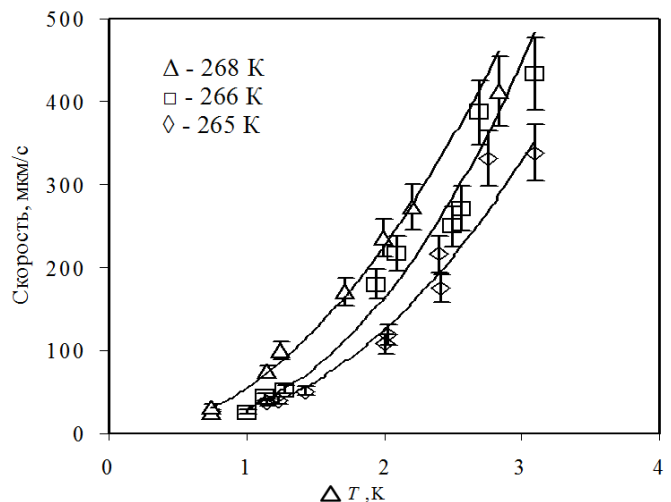


Рис. 6. Скорость роста корки метастабильных гидратов CO_2 на поверхности капель переохлажденной воды как функция переохлаждения и температуры

Из результатов, представленных на рис.4-6 следует, что скорость роста гидратов зависит не только от переохлаждения системы ΔT , но и от ее температуры. С уменьшением температуры скорость роста уменьшается при постоянной величине переохлаждения. При этом скорость роста метастабильных гидратов уменьшается в ряду диоксид углерода → метан → пропан. На скорость роста влияет растворимость газов в воде и тип структуры гидратов. Из исследованных газов диоксид углерода растворяется в воде значительно сильнее метана и пропана, и гидрат пропана имеет структуру КС II, тогда как у гидратов метана и CO_2 структура КС I.

Выводы

Установлено, что в термобарической области, ограниченной на фазовой диаграмме линиями равновесия лед-гидрат-газ, метастабильного равновесия переохлажденная вода-гидрат-газ и изотермой 253 K для гидратов метана, 263 K для гидратов пропана и 249 K для гидратов CO_2 , где стабильной фазой воды является гексагональный лед, гидраты могут длительно существовать в метастабильном состоянии без визуально наблюдаемых признаков диссоциации. Устойчивость таких гидратов не связана с известным эффектом самоконсервации гидратов, а обусловлена затруднениями твердофазового перехода гидрат → лед.

Получены экспериментальные доказательства роста метастабильных газовых гидратов на поверхности переохлажденной воды при давлении, ниже равновесного давления лед-гидрат-газ. Измерены скорости поверхностного роста метастабильных гидратов метана, пропана и CO_2 для различных температур и степени переохлаждения системы. Показано, что скорость поверхностного роста метастабильных гидратов уменьшается в ряду диоксид углерода → метан → пропан.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00270-а), интеграционного проекта СО РАН (09-62) и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН (проект 11-6).

Литература

- Davidson, D.W., Garg, S.K., Gough S.R., Handa, Y.P., Ratcliffe, C.I., Ripmeester, J.A., Tse, J.S. & Lawson, W.F. 1986. Laboratory analysis of naturally occurring gas hydrate from sediment of the Gulf Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V.50 : 619 – 623.
- Истомин, В.А., Квон, В.Г. и Дуров, В.А. 2006. Метастабильные состояния газовых гидратов. Газовая промышленность. Спецвыпуск «Газовые гидраты»: 32–35.
- Истомин, В.А., Нестеров, А.Н., Чувилин, Е.М., Квон, В.М. и Решетников, А.М. 2008. Разложение гидратов различных газов при температурах ниже 273 К. *Газохимия*. (№3) (2): 30-44.
- Мельников, В.П., Нестеров, А.Н. и Решетников, А.М. 2007. Образование переохлажденной воды при диссоциации гидратов пропана при $T < 270$ К. Доклады Академии Наук. Т.417. (№ 2): 217-220.
- Melnikov, V.P., Nesterov, A.N., Reshetnikov, A.M., & Zavadovsky, A.G. 2009. Evidence of liquid water formation during methane hydrates dissociation below the ice point. *Chemical engineering Science*. V.64: 1160 – 1166.
- Ohno, H., Oyabu, I., Iizuka, Y., Hondoh, T., Narita, H., & Nagao, J. 2011. Dissociation Behavior of C₂H₆ Hydrate at Temperatures below the Ice Point: Melting to Liquid Water Followed by Ice Nucleation. *Journal of Physical Chemistry A*, V. 115: 8889-8894.
- Решетников, А.М. 2010. Экспериментальное изучение метастабильных состояний при диссоциации газовых гидратов ниже температуры 273 К: дис. к-та техн. наук. Тюмень, ИКЗ СО РАН. 123 с.
- Скрипов, В.П. и Коверда, В.П. 1984. Спонтанная кристаллизация переохлажденных жидкостей. М.: Наука, 232 стр.
- Якушев, В.С. 1988. Экспериментальное изучение кинетики диссоциации гидрата метана при отрицательных температурах. ЭИ ВНИИГазпрома, сер. *Разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений*. №4.: 11–14.
- Якушев, В.С. и Истомин, В.А. 1990. Особенности существования газовых гидратов в породах при отрицательных температурах. *Геохимия*, №6.: 899–903.



Изучение влияния нефтяного загрязнения на глубину и криогенное строение слоя сезонного промерзания грунтов на месторождении Самотлор (Западная Сибирь)

Е.С. Микляева, В.А. Солдатов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Реферат

В работе представлены результаты полевого изучения нефтяного загрязнения в летний и зимний период на месторождении Самотлор в Западной Сибири. Показано, что в слое сезонного промерзания легкие углеводороды нефти могут находиться длительное время в почвенно-грунтовой разрезе. Выявлено влияние нефтяного загрязнения на глубину и криогенное строение слоя сезонного промерзания.

Ключевые Слова: Криолитозона; сезонное промерзание; углеводородное загрязнение; экология севера.

Введение

Современный нефтедобывающий комплекс имеет тенденцию смещения к северу, в область прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород (Ванкорское НГМ в Средней Сибири, на Варандейское Европейском Севере, перспективы разработки нефтегазоконденсатных месторождений Ямала и ресурсов Арктического шельфа). На фоне ужесточения экологических требований и применения новых технологий, экологическая ситуация на новых месторождениях будет складываться намного благоприятней по сравнению с очагами длительного недропользования, но опасность загрязнения территорий нефтью и нефтепродуктами в случае аварийных ситуаций сохраняется. В связи с этим интерес к проблемам взаимного воздействия углеводородных загрязнителей с сезоннопромерзающими и многолетнемерзлыми породами возрастает и не теряет своей актуальности.

На современном этапе идет накопление данных о распределении и трансформации нефти и нефтепродуктов в грунтах слоя сезонного промерзания и оттаивания. Исследуется их влияние на параметры в СМС и СТС. Специальные полевые исследования особенностей распределения загрязнителя в промерзающих и оттаивающих грунтах имеют важное значение.

Наши исследования проводились в наиболее «старом» районе добычи нефти (техногенному воздействию уже более 40 лет) в Западной Сибири – на месторождении Самотлор. В настоящее время здесь ведутся интенсивные рекультивационные работы, однако углеводородное загрязнение до сих пор является ведущим геохимическим фактором преобразования природной среды (Солнцева, 1998).

Геокриологическая зона месторождения характеризуется островным типом распространения многолетнемерзлых пород, но в настоящее время островов ММП не было зафиксировано, возможно, это связано с интенсивной техногенной деятельностью. На территории района имеет место длительное сезонное промерзание грунтов.

Методика

В юго-западной части Самотлорского месторождения в пределах второй надпойменной террасы р. Обь нами был выбран нефтезагрязненный участок для изучения воздействия нефтяного загрязнения на грунты сезонно-мерзлого слоя (СМС). Данный участок имеет площадь 1 га и характеризуется средней степенью нефтяного загрязнения. Возраст нефтяного разлива здесь составляет 5 лет. В ненарушенных условиях здесь произрастают кедрово-еловые зеленомошные леса на дерново-подзолистых почвах. Верхняя часть грунтовой толщи сложена верхнеплейстоценовыми переслаивающимися супесями и суглинками.

Исследуемый участок находится на склоне восточной экспозиции, перепад высот составляет 11 м (от 57 до 46 м. н. у. м.). Растительный покров на загрязненном выделе находится в подавленном состоянии, травостой (преимущественно злаки) имеет пятнистый характер распределения, встречается угнетенный подрост березы и осины. Гипсометрически ниже нефтезагрязненного участка расположено грядово-мочажинное кустарничковое болото.

Работы проводились летом (август 2009 г) и зимой (январь 2010). Во время летних полевых исследований на выбранном участке вниз по склону были пройдены три шурфа. В верхней части катены расположен шурф №1, в средней части склона – шурф № 2, и шурф №3 расположен у подножия склона. Глубина шурфов 60 см. Расстояние между шурфами 50-55 метров друг от друга.

В шурфах проведено послойное описание почвенных горизонтов отобраны пробы для определения водно-физических свойств грунтов и анализа нефтяного загрязнения. Пробы для определения содержания и состава углеводородного загрязнения отбирались в специальные емкости и герметизировались для предотвращения испарения углеводородных соединений.

Зимой 2010 года в верхней части катены, на небольшом расстоянии от шурфа №1, в тех же ландшафтных и грунтовых условиях, был пройден шурф № 4 с послойным отбором проб грунта из

горизонтов – также для проведения лабораторных анализов. При описании грунтовых горизонтов особое внимание было уделено глубине сезонного промерзания и криогенному строению грунтов, была замерена температура грунтов по профилю.

Вне пределов нефтезагрязненного выдела был пройден «фоновый» шурф 0, в котором так же были описаны литология, криогенное строение, проведены температурные измерения и замерена глубина сезонного промерзания.

Определения общего содержания углеводородов в пробах выполнены к.г.-м.н. М.С. Розановой на ф-тете почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова. Содержание и состав н-алканов средней и легкой (летучей) фракции нефти были выполнены к.г.-м.н. Ю.А. Завгородней так же на ф-тете почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова.

Результаты исследований

На исследуемом участке грунты представлены в основном суглинками, реже супесями. В верхней части до 6 см залегает лесная подстилка, черная, оторфованная, бесструктурная. В шурфе №1, в верхней части катены, лесная подстилка имеет четко выраженные признаки нефтяного загрязнения высокомолекулярными углеводородами. Ниже по разрезу суглинков от легкого до тяжелого, состав суглинка утяжеляется с глубиной. В шурфе №2, на склоне и в шурфе №3 у его подножия, в интервале 6-14 см и 6-18 см соответственно, залегает тяжелая супесь. Цвет суглинисто-супесчаных отложений в верхней части темно-бурый и темно-рыжий, сложение плотное или средней плотности. В целом разрез по составу характеризуется достаточной однородностью, что важно для исследования нефтяного загрязнения.

Проведенные анализы в пробах показали, что наибольшее количество нефтепродуктов (общее углеводородное содержание) сосредоточено в верхнем шестисантиметровом горизонте шурфа №1. Содержание нефтепродуктов составляет здесь 363 000 мг/кг (сухого грунта), таким образом, треть сухой массы данного горизонта приходится на компоненты нефти (без учета смолисто-асфальтеновой фракции). Это так называемая «битумная» корка. Она сформировалась из-за близости источника загрязнения и значительной сорбционной способности маловлажного опада.

В целом для исследуемых шурфов характерно снижение содержаний загрязнителя вниз по разрезу, но распределение нефтепродуктов различно. В шурфе №1, в верхней части катены, наблюдается резкое уменьшение концентраций НП в направлении к забою шурфа от 363 000 мг/кг в верхний 6 см до 300 мг/кг на глубине 50 см. В шурфе №2, на склоне, снижение концентраций выражено менее отчетливо (от 30000 мг/кг вблизи поверхности до 4000 мг/кг на глубине 50 см). В шурфе №3, расположенном у подножия склона, отмечено два пика содержания нефтепродуктов – в приповерхностном и в самом нижнем горизонте – 18000 и 15000 мг/кг, соответственно.

Можно отметить снижение содержания нефтепродуктов в лесной подстилке вниз по склону (363000 мг/кг, 30000 мг/кг и 18000 мг/кг у подножия

склона), что обусловлено удалением от источника загрязнения. И, в то же время, возрастание вниз по склону содержания нефтепродуктов в нижней части разреза на глубине 50 см (300 мг/кг, 4000 мг/кг, 15000 мг/кг), что обусловлено внутрипочвенным перераспределением нефти.

Общее содержание нефтепродуктов не является интегральным показателем, который может дать представление о современном состоянии нефтяного загрязнения, темпах его деградации, особенностях перераспределения загрязнителя в грунтовой толще по прошествии значительного времени. В качестве такого показателя может быть использована суммарная концентрация нормальных (предельных) алканов.

Определяющим фактором выбора именно предельных алканов в качестве основного показателя состояния нефтяного загрязнения является их сохраняющаяся с течением времени миграционная способность (обусловленная их «насыщенностью»), и, в то же время, возможность значительной их деградации вследствие микробиологической активности, фотохимических реакций и т.д. (циклоалканы и уж тем более арены в гораздо меньшей степени подвержены разложению).

На рисунке 1 представлена схема распределения н-алканов в верхней сорокасантиметровой толще грунта на склоне в пределах исследуемого участка. Построение выполнено на основе данных о содержаниях н-алканов в почвенных горизонтах каждого шурфа.

Полученная картина распределения н-алканов показывает, что одним из основных направлений миграции нефти после ее попадания в окружающую среду был внутрипочвенный латеральный сток. В шурфе №1 радиальная миграция нефти, вероятно, прослеживалась до глубины в 14-17 см, затем основной поток загрязнителя «уходил» вниз по склону в сторону шурфа №2. Наибольшая концентрация н-алканов отмечена в нижнем горизонте шурфа №3, что хорошо соотносится с предположением о фильтрации основной массы метановых УВ в толще грунта на расстоянии 20-40 см от поверхности (Пиковский, 1993). Таким образом, ниже оторфованных верхних горизонтов, аккумулирующих высокомолекулярные углеводороды и смолисто-асфальтеновые вещества, могут длительное время сохраняться достаточно высокие концентрации углеводородов средней (дизельной) и даже летучей фракции.

Современное состояние нефтяного загрязнения на исследуемом участке можно охарактеризовать с использованием отношения суммы «легких» н-алканов (C15-C24) к сумме «тяжелых» (C25-C34). Практически во всех горизонтах шурфов № 1-3 содержание «легких» н-алканов превышает содержание «тяжелых» н-алканов. За исключением горизонта в интервале 0-6 см шурфа №1, где это соотношение составляет 49/51. И в нижнем горизонте шурфа №3, где это соотношение составляет 47/53. В средней части разрезов это соотношение составляет от 60/40 до 89/11. В нижней части разреза в шурфе №1 отношение легких к тяжелым алканам составляет

85/15, что свидетельствует о сохранности легкой углеводородной фракции в нижней части разреза.

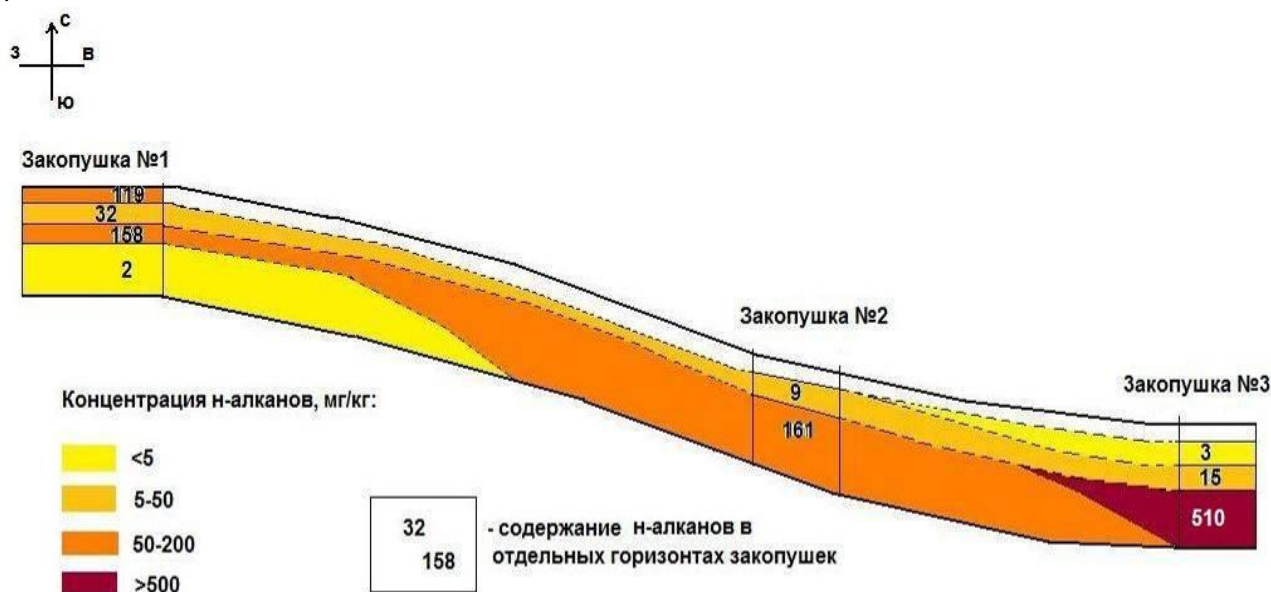


Рис.1. Распределение н-алканов в верхних грунтовых горизонтах на нефтезагрязненном участке

Таким образом, за прошедшие с момента разлива пять лет доля «легких» н-алканов, составляющая в нефти 80-90% в некоторых горизонтах закопшек практически не изменилась, а в других уменьшилась не очень значительно. Такая картина свидетельствует о «консервации» нефтяного загрязнения на исследуемом участке и, соответственно, крайне низких скоростях деградации углеводородов в грунтах слоя сезонного промерзания. Исключение составляют лишь верхний горизонт в закопке №1 («битумная» корка) и нижний горизонт в закопке №3. В первом случае значительная скорость разложения н-алканов связана с приповерхностным положением почвенного горизонта, хорошей его аэрацией, возможностью фотохимического разложения метановых УВ. Во втором случае, скорее всего, связана с их выносом в расположенный гипсометрически ниже болотный массив в периоды весеннего половодья.

Проведенные исследования в зимний период показали, что в шурфе №4, расположенном в пределах нефтезагрязненного участка глубина нулевой изотермы на момент проведения работ составила лишь 15 см (рисунок 2), что не является характерным значением глубины сезонного промерзания для исследуемого района. В то же время, глубина нулевой изотермы в фоновом шурфе «0» не была пройдена, таким образом, она составляет более 30 см (рисунок 3). Как видно из рисунков, распределение температуры тоже различно. Хотя на поверхности грунта значения температуры близки (мощность снега составляла 50 см на обоих участках), в случае загрязненного грунта мы видим, что градиент температуры в 2 раза выше, чем для незагрязненного. В верхних четырех сантиметрах шурфа №1 по данным температурных замеров

температурный градиент достигает $1,45^{\circ}\text{C}/\text{см}$, в верхних трех сантиметрах «фоновой» закопшки он равен $0,87^{\circ}\text{C}/\text{см}$. Этот горизонт представляет собой «битумную» корку, на треть состоящую из высокомолекулярных углеводородов нефти, значительно влияющих на теплопроводность грунтов (Мотенко и др., 2000).

По разрезу шурфа №4 были описаны три типа криогенных текстур: на глубине 0-7 см сформировалась массивная криогенная текстура, сменяющаяся сетчатой (7-11 см). На глубине 11-15 см встречаются хорошо выраженные шлиры льда длиной до 10 мм, шириной до 2-3 мм; расстояние между шлирами составляет 5-6 мм (рис.2). Для всего разреза «фонового» шурфа характерна исключительно массивная криогенная текстура (рис.3).

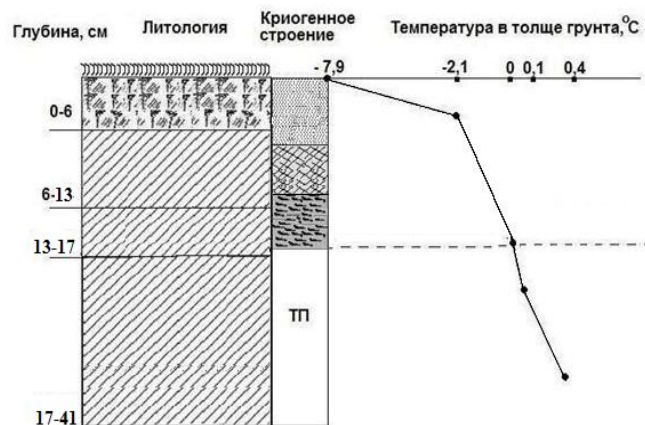


Рисунок 2. Литология, криогенное строение и температура грунта по профилю шурфа №4

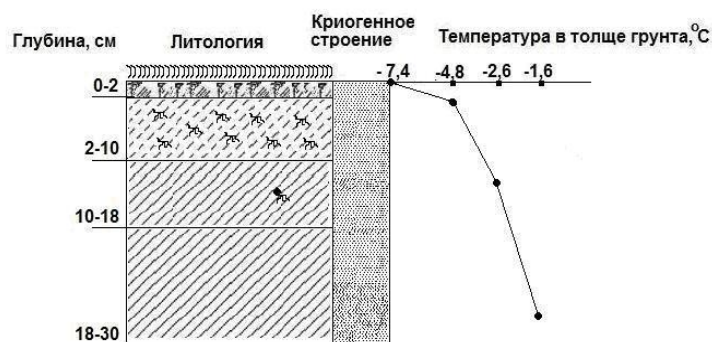


Рисунок 3. Литология, криогенное строение и температура грунта по профилю фоновому шурфа «0»

Стоит также отметить, что слой наибольшего сегрегационного льдовыделения в шурфе №4 приурочен к горизонту, характеризующемуся наиболее высоким содержанием н-алканов (158 мг/кг). Такое соотношение не является случайным. В работе, проводившейся зимой 2005/2006 года в Химкинском районе Московской области (наблюдение за сезонным промерзанием загрязненного дизелем грунта) наибольшие значения сегрегационного льдовыделения были приурочены к горизонтам, наиболее загрязненным дизельным топливом (Микляева, Зепалов, 2008). Поскольку доля н-акланов в дизеле превышает 90%, вполне уместно проведение аналогии между результатом этого полевого эксперимента и результатом, полученным зимой 2010 г. в пределах нефтезагрязненного участка на территории Самотлорского месторождения.

Так же усиление льдовыделения при промерзании загрязненных дизелем грунтов было показано в лабораторных работах С.Е. Гречищева.

Следует отметить, что в загрязненных дизельным топливом промерзающих грунтах температурный режим и глубина сезонного промерзания были близкими по значениям с чистым участком. Повидимому, именно высокомолекулярные углеводороды и смолисто-асфальтеновые вещества (САВ) оказывают воздействие на температурный режим грунтов и соответственно на глубину

сезонного промерзания, в то время как загрязнение углеводородами средней и легкой фракции (дизелем, бензином) не влияет на эти параметры. Но приводит к увеличению интенсивности сегрегационного льдовыделения, смене характера криогенной текстуры, и как показали наши прошлые исследования, увеличению пучения грунтов.

Таким образом, нефтяное загрязнение грунтов слоя сезонного промерзания в пределах исследуемого района оказывает существенное влияние на параметры СМС, что выражается, во-первых, в общем уменьшении глубины промерзания; во-вторых, в усилении сегрегационного льдовыделения в горизонтах с повышенным содержанием метановых углеводородов.

Благодарности

Благодарим за помощь в проведении исследований к.б.н. М.С. Розанову и к.б.н. Ю.А. Завгороднюю, сотрудников почвенного стационара МГУ им. М.В.Ломоносова, которые провели лабораторные определения содержания углеводородов в образцах.

Литература

- Мотенко Р.Г., Чеве́рев В.Г., Журавлев И.И. Влияние нефтяного загрязнения на теплофизические свойства мерзлых дисперсных пород// В сб.: Геофизические исследования криолитозоны. Выпуск 3, Москва, 2000. – с. 13-138.
- Микляева Е.С., Зепалов Ф.Н. Особенности сезонного промерзания грунтов, загрязненных дизельным топливом (натурный эксперимент в Химкинском районе Московской области).// Криосфера Земли, Т. XII, №2, 2008.
- Солнцева Н.П. Добыча нефти и геохимия природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1998, 256 с.
- Пиковский Ю.И. Природные и техногенные потоки углеводородов в окружающей среде. М.: Изд-во МГУ, 1993.

Проблемы создания надежных оснований и фундаментов сооружений в криолитозоне

М.А. Минкин, О.А. Потапова
ОАО «Фундаментпроект», г. Москва, Россия

Реферат

Рассмотрена методика оценки надежности оснований и фундаментов на вечномёрзлых грунтах на основе управления проектными моделями природно-технических геосистем. Приведены примеры такой оценки при выборе местоположения сооружений и технических решений оснований и фундаментов.

Ключевые Слова: Надежность оснований, природно-территориальные комплексы, природно-технические геосистемы, проектные модели, технические решения.

Создание надежных оснований и фундаментов в криолитозоне связано с решением ряда научных и практических проблем, основными из которых являются:

- обеспечение проектирования и строительства необходимой и достоверной инженерно-геокриологической информацией;
- разработка единой методологии проектирования сооружений на вечномёрзлых грунтах;
- разработка фундаментов и способов их устройства, наиболее эффективных в конкретных инженерно-геокриологических условиях;
- создание и усовершенствование расчетных методов теплового и механического взаимодействия сооружений с мерзлыми грунтами, адекватно отражающих происходящие в них процессы;
- проектирование и реализация мероприятий по инженерной подготовке грунтов оснований и защите территории строительства и сооружений, охране природной среды;
- соблюдение предусмотренных проектами тепловых и водных режимов грунтов и нагрузок на фундаменты;
- ведение геотехнического мониторинга и управления основаниями и фундаментами сооружений в процессе строительства и эксплуатации.

Многолетний опыт освоения северных регионов показал, что решение данных проблем возможно только при системном подходе к процессам создания и эксплуатации инженерных объектов. Это предполагает, во-первых, что основания и фундаменты должны рассматриваться как составные элементы природно-технических геосистем (ПТГ), включающих как сами инженерные объекты, так и участки природной среды, в которых они находятся и с которыми взаимодействуют.

Во-вторых, индивидуальный подход к инженерным объектам, учитывающий специфику сооружений и инженерно-геокриологических условий, должен обязательно сочетаться с единой методологией проектирования, применяемой для всех объектов. Схема методологической цепи приведена на рисунке 1.

Учитывая многообразие инженерных сооружений и их техногенных воздействий, а также сложные природные условия северных регионов, необходимо управление ПТГ на всех стадиях их создания и функционирования. При проектно-изыскательских работах это управление осуществляется проектными моделями, а при строительстве, эксплуатации и ликвидации – реальными объектами. На принципиальной схеме (рисунок 2) приведены целевые функции, критерии качества и способы управления для геотехнической и природной подсистем ПТГ.

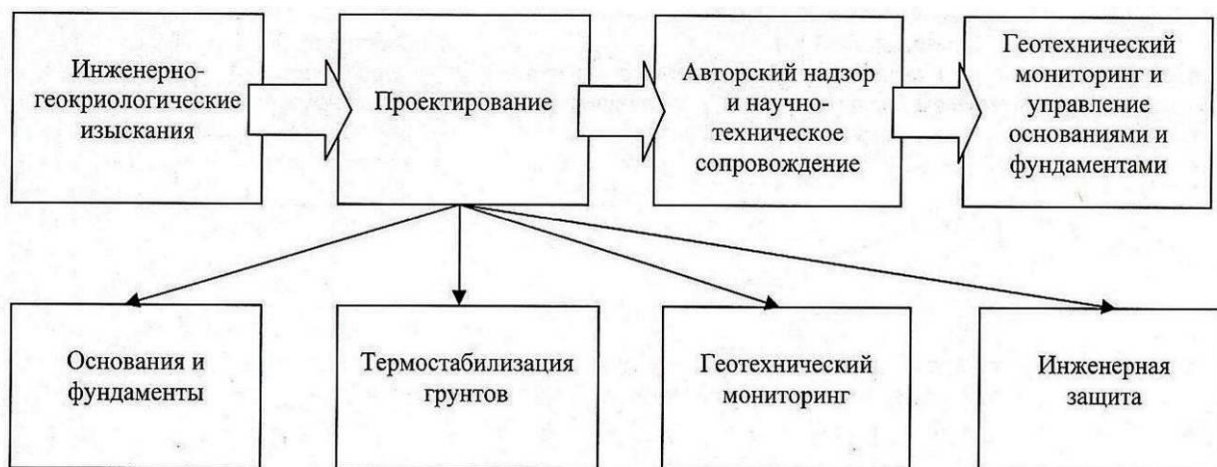


Рис.1. Схема технологической цепи проектирования оснований и фундаментов

Управление проектной моделью заключается в выборе наилучшего варианта размещения сооружений и их наиболее эффективных технологических и

конструктивных параметров, а также способов сохранения или улучшения природных параметров ПТГ.



Рис. 2. Принципиальная схема управления природно-техническими геосистемами

Управление реальными объектами включает обеспечение проектных значений параметров ПТГ, оперативную оценку и прогноз состояния этой системы, разработку стабилизирующих противоаварийных или ликвидационных мероприятий, приведение ПТГ в режим,

обеспечивающий эксплуатационную пригодность сооружений и экологическую безопасность природной среды. Схема формирования информационных моделей ПТГ приведена на рис.3.



Рис. 3. Схема формирования информационных моделей ПТГ

Таблица 1. Критерии качества ПТГ

Система	Подсистема	Условие потери качества	Логическое соотношение	Обозначения
Геотехническая	Здание – грунтовое основание	По несущей способности основания	$F_u(\tau) \geq F(\tau)$	$F_u(\tau)$ – несущая способность основания на момент τ ; $F(\tau)$ – нагрузка на фундамент на момент τ .
		По осадкам основания и здания	$S(\tau) \leq S_u$	$S(\tau)$ – совместная деформация основания и здания на момент τ ; S_u – предельно допустимое значение деформации.
		По устойчивости фундамента к действию сил морозного пучения	$F_y(\tau) \geq F_n(\tau)$	$F_y(\tau)$ – силы, удерживающие фундамент от выпучивания, включая нагрузку на фундамент на момент τ ; $F_n(\tau)$ – силы морозного пучения, действующие на фундамент на момент τ .
	Подземный трубопровод – грунтовое основание	По прочности материала трубы	$G_n(\tau) \leq G_{lim}$	$G_n(\tau)$ – продольное напряжение в трубопроводе на момент τ ; G_{lim} – предельное сопротивление металла.
		По устойчивости трубы в продольном направлении	$F_{gr}(\tau) \leq F_{lim}$	$F_{gr}(\tau)$ – продольное усилие сжатия на момент τ ; F_{lim} – предельное сопротивление трубы в продольном направлении.
		По устойчивости трубы на всплытие	$F_{акт}(\tau) \leq F_{пас}(\tau)$	$F_{акт}(\tau)$, $F_{пас}(\tau)$ – соответственно, выталкивающая и удерживающая силы на момент τ .
Геотехническая	Дорога – грунтовое основание	По несущей способности основания	$F_{ur}(\tau) \geq F_r(\tau)$	$F_{ur}(\tau)$, $F_r(\tau)$ – несущая способность основания дорожного покрытия и нагрузка, передаваемая на дорожное покрытие в момент τ .
		По деформациям основания	$S_r(\tau) \leq S_{ur}$	$S_r(\tau)$ – совместная деформация основания и дорожного покрытия на момент τ ; S_{ur} – предельное значение деформации.
Природногео-криологическая	Термокарсто-опасная	По устойчивости к развитию термокарста	$S_{th,t} \leq S_{th,0.5t}$ или $S_{th,t} > S_{th,0.5t}$ и $V_{th} < 2$	$S_{th,t}$, $S_{th,0.5t}$ – величина опускания поверхности за период t , $0.5 t$ лет; $V_{th} < 2$ – средняя скорость опускания поверхности, см/год
	Пучино-опасная	По устойчивости к образованию форм пучения	$d_{th,t} \leq d_{th,0.5t}$ или $d_{th,t} > d_{th,0.5t}$ и $V_{th} < 1$	$d_{th,t}$, $d_{th,0.5t}$ – деформации пучения за период t , $0.5 t$ лет; $V_{th} < 1$ – средняя скорость деформации, см/год.
	Трещино-опасная	По устойчивости к криогенному растрескиванию	$[(1-\nu) \times \sigma_{дл}] / (\psi \times E_{дл}) \geq \alpha_{\infty} \times T_{01} $	ν – коэффициент Пуассона мёрзлого грунта; $\sigma_{дл}$ – предел длительной прочности мёрзлого грунта при растягивании; $E_{дл}$ – модуль предельнодлительной деформации мёрзлого грунта; α_{∞} – коэффициент линейного температурного расширения мёрзлого грунта; T_{01} – ср. температура поверхности в самый холодный месяц; ψ – безразмерный коэффициент.
	Термоэрози-онноопасная	По устойчивости к термоэрозии	$E/K_1 < 0.01$ и $T/K_2 < 0.01$	E – кинетическая энергия потока; T – температура потока; K_1 , K_2 – показатели механической и теплофизической размываемости мёрзлых грунтов.
	Солифлюк-ционноопасная	По устойчивости к солифлюкционному течению	$\tau \leq \tau_{сд}$	τ – величина касательного напряжения в грунте; $\tau_{сд}$ – сопротивление грунта сдвигу.
	Наледо-опасная	По устойчивости к наледообразованию	$H_i \leq H_{кр}$	H_i – величина криогенного напора в мерзлом грунте; $H_{кр}$ – величина критического криогенного напора.

Качество ПТГ оценивается по величине надежности, под которой понимается вероятность удовлетворения приведенным в таблице 1 критериям качества. Определение величины надежности производится методом многовариантного компьютерного моделирования, информационной основой которого являются локальные базы данных [Минкин, 2005].

Рассмотрим несколько примеров исследования надежности проектных моделей ПТГ. Первый пример касается выбора местоположения площадки Установки комплексной подготовки газа (УКПГ) одного из газовых месторождений на севере Западной Сибири. Рассматривались три варианта (таблица 2) размещения УКПГ на различных природно-территориальных комплексах (ПТК).

Первый вариант местоположения УКПГ может быть в пределах двух типов ПТК: 1а (80% площади) и 3в,г (20%). При использовании грунтов по I принципу значение надежности P составляет 0,21, по II принципу $P=0,60$. Для второго варианта размещения УКПГ (ПТК 3в,г – 75%, ПТК 4г,д – 25%) использование грунтов по I принципу обеспечивает $P=0,69$, по II принципу – $P=0$.

При третьем варианте размещения (ПТК 1а – 100%) $P=0,11$ (I принципе) и $P=0,75$ (II принцип). По устойчивости к развитию неблагоприятных криогенных процессов первый вариант – $P=0,87$, второй вариант – $P=0,37$, третий вариант – $P=1,0$.

Таким образом, для размещения УКПГ наиболее благоприятен третий вариант с использованием грунтов основания по II принципу, т.е. в талом и оттаявшем состоянии.

Учитывая, что величина надежности ПТГ по этому варианту $P=0,75$ ниже нормативного значения ($P_n=0,95$), необходимы дополнительные мероприятия для ее повышения. К ним могут относиться более детальное изучение инженерно-геокриологических условий и изменение в проекте оснований и фундаментов.

Таблица 2. Значения надежности оснований при различных вариантах размещения УКПГ

Номер варианта размещения объекта	Природно-территориальный комплекс (ПТК)		Инженерно-геокриологические условия				Значение надёжности					
	Индекс*	Занимаемая площадь, %	Площадь, занимаемая ВМГ, %	Грунты	Глубина кровли ВМГ, м	Среднегодовая температура, °С	Геотехническая подсистема		Природная геокриологическая подсистема		Устойчивость к криогенным процессам	
							I принцип		II принцип			
								Среднее значение		Среднее значение		Среднее значение
1	m,laЛТ ² , 1а	80	50	Пески мелкие и средней крупности, массивной криотекстуры	2,0 ÷ >15,0	+0,5...-1,4	0,11	0,21	0,75	0,60	1,0	0,87
	m,laЛТ ² , 3в, г	20	100	Переслаивание суглинков, супесей, песков, i_1 до 0,3-0,5	2,0 ÷ 2,9	-0,3 ...-2,5	0,62		0,0		0,37	
2	m,laЛТ ² , 3 в, г	75	100	Переслаивание суглинков, супесей, песков, i_1 до 0,3-0,5	2,0 ÷ 2,9	-0,3 ...-2,5	0,62	0,69	0,0	0,0	0,37	0,37
	m,laЛТ ² , 4 г, д	25	100	Торфы, заторфованные суглинки, подстилаемые песками и суглинками, i_1 до 0,3-0,5	0,4 ÷ 1,0	-2,8...-5,2	0,93		0,0		0,36	
3	m,laЛТ ² , 1а	100	50	Пески мелкие и средней крупности, массивной криотекстуры	2,0 ÷ >15,0	+0,5...-1,4	0,11		0,75		1,0	

*- Индексы ПТК во всех таблицах даны по работе [Е.С. Мельников, 1983]

Второй пример посвящен оценке влияния технических решений на надежность оснований.

Для типичных объектов в таблице 3 приведены значения надежности оснований сооружений при разных вариантах технических решений: без специальных мероприятий по охлаждению грунтов, с вентилируемым подпольем, с сезонно-действующими охлаждающими устройствами (СОУ). Кроме того, в таблице дана полученная оценка устойчивости территории к развитию криогенных процессов (термокарста, пучения, криогенного растрескивания) в естественных условиях и в зоне воздействия сооружений. Оценка

надежности ПТГ производилась по критериям эксплуатационной пригодности сооружений и критериям устойчивости к развитию деструктивных криогенных процессов, приведенных в таблице 1. Величина надежности определялась из соотношения: $P=1-n/N$, где N – число расчетных вариантов, n – число отказов. Отказ фиксировался, когда для какого-либо варианта расчета не удовлетворялся хотя бы один из критериев.

Характеристики инженерно-геокриологических условий рассмотренных ПТК приведены в таблице 4.

В качестве математического аппарата при компьютерном моделировании использован

разностный метод решения многофронтовых задач типа Стефана по неявной разностной схеме. Статистическая выборка параметров для расчетов осуществлялась по методу Монте-Карло. Полученные оценки (таблица 3) свидетельствуют, что рассмотренные типы ПТК неустойчивы к техногенным нагрузкам без дополнительных мероприятий и ПТГ, реализуемые на них, характеризуются низкой надежностью. При этом, если для ПТК 6б надежность мерзлых грунтов

оснований производственных и жилых зданий может быть обеспечена путем устройства вентилируемого подполья, то для ПТК 1д и 1ж необходимо предпостроечное охлаждение мерзлых и промораживание талых грунтов. При прокладке инженерных коммуникаций на всех 3-х ПТК требуемая величина надежности оснований может быть достигнута только при их охлаждении в течение всего периода эксплуатации.

Таблица 3. Оценка надежности ПТГ

	В контуре сооружений					В зоне воздействия сооружений			В естественных условиях		
	Производственные и жилые здания каркасного типа			Инженерные коммуникации на эстакадах		Устойчивость к образованию					
Индекс ПТК	Без дополнительных мероприятий	С проветриваемым подпольем без СОУ	С предварительным - охлаждением СОУ и проветриваемым подпольем	Без СОУ	С СОУ	Термокарста, пучения	Криогенного растрескивания	Суммарно	Термокарста, пучения	Криогенного растрескивания	Суммарно
1ж	0,0	0,30	1,0	0,0	1,0	0,10	1,0	0,10	0,20	1,0	0,20
1д	0,0	0,40	1,0	0,0	1,0	0,20	1,0	0,20	0,40	1,0	0,40
6б	0,0	0,92	1,0	0,0	1,0	0,0	1,0	0,0	0,60	0,95	0,57

Все рассмотренные типы ПТК характеризуются низкой устойчивостью к развитию процессов термокарста и пучения как в естественных условиях ($P = 0,20 - 0,60$), так и особенно в зоне воздействия сооружений ($P = 0,0 - 0,20$).

К криогенному растрескиванию, солифлюкционному течению и термоэрозии в естественных условиях рассмотренные типы ПТК, в основном, устойчивы ($P = 0,80 - 1,0$), а при

техногенных нарушениях устойчивы к криогенному воздействию и неустойчивы к солифлюкции и термоэрозии.

Проведенные исследования позволили выбрать при проектировании технические решения, обеспечивающие необходимую надежность оснований сооружений.

Таблица 4. Инженерно-геокриологические условия рассматриваемых ПТК

Индекс ПТК	Грунты, преобладающие в разрезе оснований сооружений	Площадь ВМГ, %	Глубина СТС-СМС, м	Глубина залегания кровли ВМГ, м	Среднегодовая температура грунтов, °С
1д	пески мелкие с средней крупности с прослоями суглинков толщиной 0,5-1,5м	60	2,4 – 4,0	2,4 – 15,0	+0,2 ... -2,0
1а	пески мелкие и средней крупности	50	2,0 – 3,3	2,0 – 15,0	+0,5 ... -1,4
6б	переслаивание песков мелких и средней крупности с суглинками и супесями, льдистость 0,05-0,5	100	0,7 – 2,2	0,7 – 2,2	-1,3 ... -2,8

Литература

Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции / Под ред. Е.С. Мельникова. – М.: Наука, 1983, 165с.

Минкин М.А. 2005. Методика и методы инженерно-геокриологических изысканий. Институт управления, информации и бизнеса. – Ухта, 252с.



Влияние деградации многолетнемерзлых пород на северо-таежные экосистемы Западной Сибири

Н.Г. Москаленко

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия

Реферат

Цель выполненных исследований - изучение взаимодействия многолетнемерзлых пород и растительности экосистем криолитозоны Западной Сибири. Приводятся результаты многолетнего мониторинга изменений северо-таежных экосистем под влиянием деградации мерзлоты, вызванных климатическими изменениями и техногенным воздействием. Изучены изменения различных компонентов экосистем – микрорельефа, растительного и почвенного покровов, мощности и влажности сезонноталого слоя, температуры почв и пород, экзогенных геологических процессов. Прослежено влияние увеличения количества атмосферных осадков на развитие заболачивания на плоских слабо дренированных участках, приводящего к смене сосново-лиственничных морошково-багульниково-лишайниково-сфагновых редин с линзами мерзлых пород андромедово-пушицево-осоково-сфагновыми тальми болотами. Многолетние наблюдения на постоянных площадках, показали, что после удаления растительного покрова на плоскобугристых морошково-багульниково-сфагново-лишайниковых торфяниках в результате развития термокарста и заболачивания формируются пушицево-сфагновые болота с пониженной до 2-3м кровлей многолетнемерзлых пород.

Ключевые слова: Климатические изменения; многолетнемерзлые породы; природные комплексы; растительность; техногенные нарушения; экосистемы.

Введение

Потепление климата, наблюдаемое с конца XX века, и активное промышленное освоение северных районов криолитозоны сопровождалось деградацией многолетнемерзлых пород, особенно в зоне островного распространения мерзлоты. Эта важная геокриологическая проблема рассматривается в работах многих исследователей (Ершов и др., 1994; Павлов, 1997; Пармузин, Чепурнов, 2001; Израэль и др., 2002; Какунов, Сулимова, 2005; Перлыштейн и др., 2006; Оберман, 2007; Nelson et al., 1993; Osterkamp, 1999 и др.). Однако в этих работах уделялось мало внимания оценке влияния деградации мерзлоты на экосистемы. В настоящем сообщении автор пытается восполнить этот пробел. Для решения этой задачи используются материалы многолетнего мониторинга изменений северо-таежных экосистем Западной Сибири

Объекты исследований

Исследования экосистем выполнялись с 1970г. на Надымском стационарном участке (рис. 1), расположенном в 30 км к юго-востоку от города Надым (Москаленко, 2006) в зоне островного распространения многолетнемерзлых пород (Мельников, 1983). Острова многолетнемерзлых пород, занимающие до 50% площади, приурочены к торфяникам, торфяным болотам и буграм пучения III озерно-аллювиальной равнины с абсолютными отметками 25-30м. Равнина сложена песчаными отложениями с прослоями суглинков, местами перекрытыми с поверхности торфом (Андрианов, Козлов, Крицук, 1973).

Изменения экосистем были выявлены в результате 40-летних наблюдений за микрорельефом, видовым

составом растительности, высотой, встречаемостью и покрытием доминантных видов растений, температурой почв и пород, мощностью и влажностью сезонноталого слоя на постоянных площадках и профилях в естественных условиях и в полосе трассы магистрального газопровода Надым-Пунга.

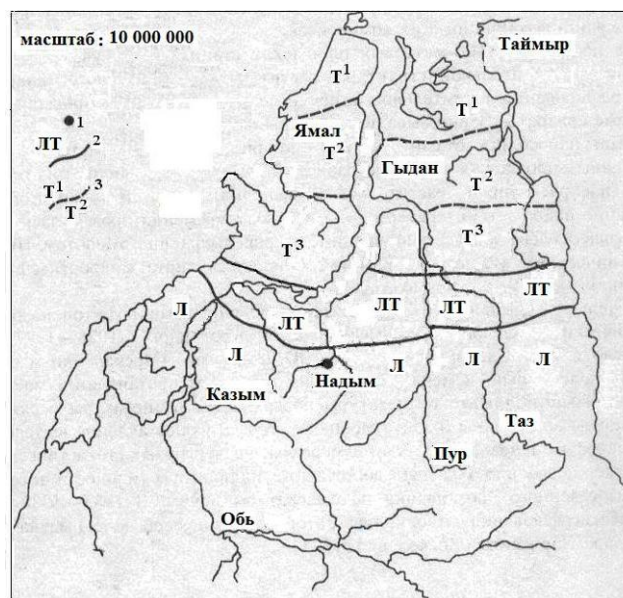


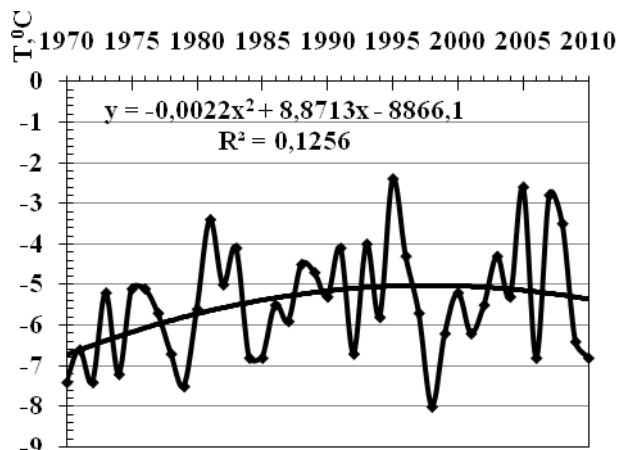
Рис. 1. Место расположения Надымского стационара
1 – стационар, 2 – границы зон (Т – тундры, ЛТ – лесотундры, Л – тайги) 3 – границы подзон (Т¹ – северной, Т² – типичной, Т³ – южной).

Анализ результатов исследований

В последние десятилетия на севере Западной Сибири наблюдается повышение температуры

воздуха и увеличение количества атмосферных осадков (рис.2, А, Б). В связи с этим процесс заболачивания на плоских слабодренированных поверхностях равнин активизируется. В результате этого развитые здесь кочковатые и мелкобугристые сосново-лиственничные морошково-багульниково-лишайниково-сфагновые редины замещаются андромедово-пушицево-сфагновыми болотами. Бугорки проседают, и приуроченные к ним линзы мерзлых пород протаивают.

А



Б

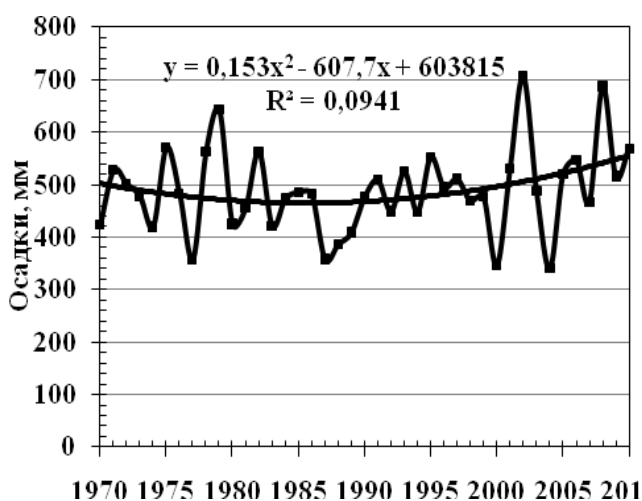
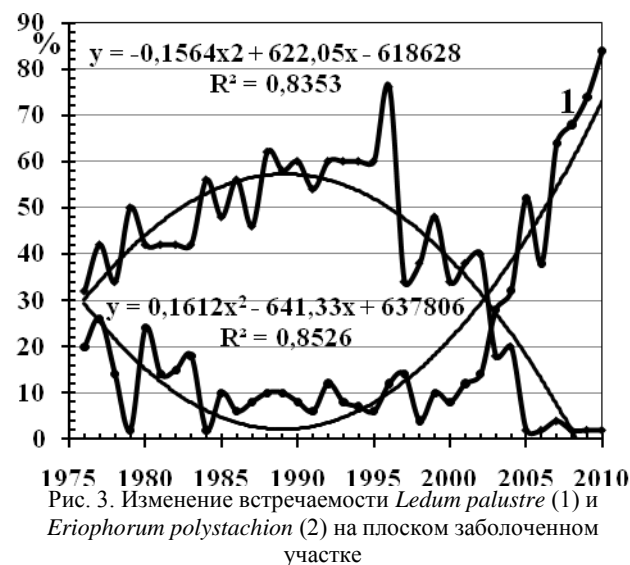


Рис. 2. Изменения среднегодовой температуры воздуха (Т°С, А) и осадков (Б).

Встречаемость багульника (*Ledum palustre*), который доминировал в покрове редины, на естественной площадке после 1996 года резко падает (рис.3).

На нарушенной площадке встречаемость багульника все время остается низкой. После повторного нарушения в 2004 году, когда была заменена труба газопровода и отсыпана новая высокая насыпь, нарушившая условия стока, площадка была затоплена водой, и багульник выпал из состава сообщества. Встречаемость пушицы (*Eriophorum polystachion*) в естественных условиях в последнее десятилетие растет, и она стала доминировать в покрове. В нарушенных условиях встречаемость

пушицы в несколько раз выше, чем в естественных условиях, но после повторного нарушения и затопления площадки она резко уменьшилась.



На плоскобугристых торфяниках, ранее покрытых морошково-багульниково-сфагново-кладониевыми растительными сообществами, через 5 лет после удаления растительного покрова, нарушения микрорельефа и снятия верхнего торфянистого горизонта мощностью 20см формируются разреженные морошково-осоково-пушицево-политриховые сообщества, покрывающие всего 55% поверхности почвы. В этих сообществах доминируют *Rubus chamaemorus*, *Carex globularis*, *Eriophorum vaginatum*, *Polytrichum commune*. Через 7 лет здесь уже развит сплошной травяно-моховой покров. Спустя 10 лет в моховом покрове, наряду с политриховыми мхами, заметную роль начинают играть и сфагновые мхи (*Sphagnum fuscum*, *S. angustifolium*).

На плоскобугристом торфянике число и площади мочажин после прокладки газопровода, нарушившего условия стока поверхностных вод, возросли. Активизация термокарста на нарушенном плоскобугристом торфянике, в пределах которого распространены высокотемпературные (-0,2...-0,5°С) многолетнемерзлые породы, и осадка поверхности торфа привели к дальнейшему увеличению площади мочажин. Особенно резко усилилось заболачивание в 1983г., когда была произведена вторичная засыпка газопровода. Это усилило нарушение стока поверхностных вод и вызвало подтопление западной части нарушенной площадки, и отмирание в этой части площадки кустарничков, морошки, пушицы влагилищной и лишайников.

Число видов на нарушенном плоскобугристом торфянике в первые годы уменьшилось за счет отсутствия некоторых видов кустарничков, мхов и лишайников. Это отразилось на биологическом спектре нового сообщества, отличавшегося от спектра исходного сообщества уменьшением роли хамефитов и возрастанием роли криптофитов. В дальнейшем все эти виды вновь появились, и различия в биологических спектрах стали не существенны.

Однако внедрение в новое сообщество ряда видов криптофитов (*Carex limosa*, *Eriophorum scheuchzeri*), ранее здесь не отмеченных, и появление всходов древесных пород (*Betula tortuosa*, *Pinus sibirica*, *Larix sibirica*), тоже отсутствовавших в естественных условиях на плоскобугристом торфянике, увеличило общее число видов. Это отразилось на биологическом спектре, в котором возросла роль фанерофитов и криптофитов.

Растительное сообщество, сформировавшееся на нарушенном плоскобугристом торфянике, имеющем повышенное увлажнение, заметно отличается от исходного сообщества меньшим участием багульника, брусники, морошки и лишайников, уступившим своё место пушицам и политриховым мхам. В 2004 г. после повторного нарушения, связанного с заменой трубы газопровода, на 75% площадки плоскобугристого торфяника растительный покров и торф были срезаны, сохранились только фрагменты торфяного горизонта. Покрытие поверхности травами и кустарничками уменьшилось до 12%, мхами до 25%. Общее число видов снизилось на 30%. Из покрова выпали древесные растения (лиственница, кедр, береза), некоторые виды кустарничков (*Chamaedaphne calyculata*, *Empetrum nigrum*) и лишайников (*Cladina rangiferina*, *Cladonia amaurocraea*, *Cetraria islandica*, *Flavocetraria cucullata*). В 2005г. из-за нарушения стока высокой насыпью газопровода 50% площадки было затоплено водой, глубиной 10-30см. К 2010 г. из-за частичного размыва насыпи площадь затопления сократилась до 35%. На нарушенной площадке сформировался пушицево-осоково-политриховый покров, в котором доминировали *Carex vesicaria* и *Polytrichum commune*. Покрытие поверхности травами увеличилось до 46%, а мхами до 35%. Появились единичные всходы березы (*Betula tortuosa*) и кедра (*Pinus sibirica*), но продолжали отсутствовать *Empetrum nigrum* и лишайники.

На нарушенной площадке на торфянике в 10м от газопровода кровля многолетнемерзлых пород понизилась до глубины 10м по данным геофизических работ (Пономарева, Скворцов, 2006).

На участках, подвергшихся пожару, восстановление растительного покрова идет быстрее, чем на территории с удаленной растительностью, и чаще наблюдается восстановление растительного покрова, близкого к исходным растительным сообществам.

Например, на буграх пучения с кедровыми багульниково-сфагново-лишайниковыми рединами через 35 лет после пожара сформировались ерничково-багульниково-сфагново-лишайниковые сообщества с подростом кедра высотой 2м (рис.4). Постоянная площадка располагалась на пологом южном склоне бугра пучения высотой 3м. В четко выраженном микрорельефе характерны кочки и бугорки высотой до 0.8м. Обычны мочажины, иногда залитые водой. Почва площадки торфяно-глеевая, супесчаная, с глубины 0,5 м мёрзлая. Средняя мощность торфяного горизонта почвы составляет 30см. Сомкнутость крон кедра 0.1, его высота 7-8м. Покрытие трав и кустарничков составляло 40-50%. Травяно-кустарничковый покров имел двухярусное строение:

верхний ярус высотой 0,3-0,35 м создавали багульник и карликовая березка, а в нижнем ярусе высотой 0.05-0.15 м были обильны брусника (*Vaccinium vitis-idaea*), кассандра, морошка и осока (*Carex globularis*). В сплошном напочвенном покрове преобладали сфагновые мхи и лишайники. В июне 1976 года на площадке полностью выгорел как травяно-кустарничковый покров, так и древостой. Через 2 месяца после верхового пожара покрытие поверхности вновь появившимися побегами *Carex globularis*, *Betula nana*, багульника, морошки составляло 25%. В мочажинах сохранились мхи, покрывавшие до 30% поверхности.

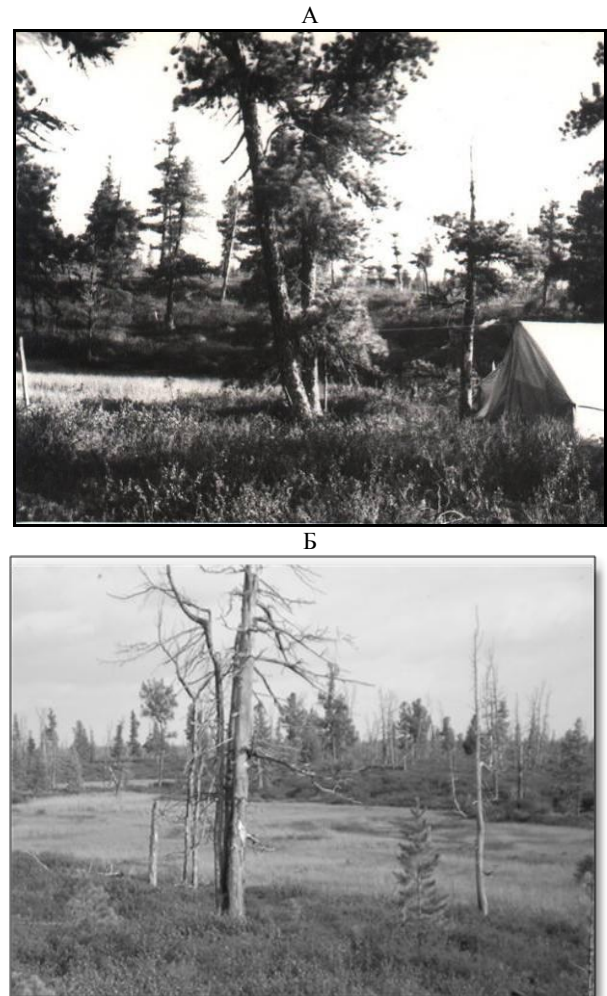


Рис.4 . Бугор пучения до пожара (А) и через 35 лет после него (Б)

На площадке в год пожара образовалась осоково-морошково-сфагновая группировка, уже на следующий год сменившаяся морошково-осоково-багульниково-сфагновым сообществом в результате быстрого восстановления прежней роли багульника. В этом сообществе покрытие трав и кустарничков увеличилось до 35%, а мхов до 40%. В последующие годы покрытие трав и кустарничков достигло первоначальной величины (40-50%), но мхи по-прежнему покрывали менее половины поверхности площадки. Участие лишайников, резко уменьшившееся после пожара, в течение 16 лет значительно увеличилось. Так, встречаемость *Cladina stellaris* восстановилась (рис.5), а уменьшение ее в

последнее десятилетие связано с повышением количества атмосферных осадков, что наблюдается и в ненарушенных условиях. Встречаемость *Sphagnum fuscum* пока остается в 2 раза ниже, чем в исходном сообществе. Встречаемость карликовой березки увеличилась в 2 раза, видимо, в связи с повышением температуры воздуха.

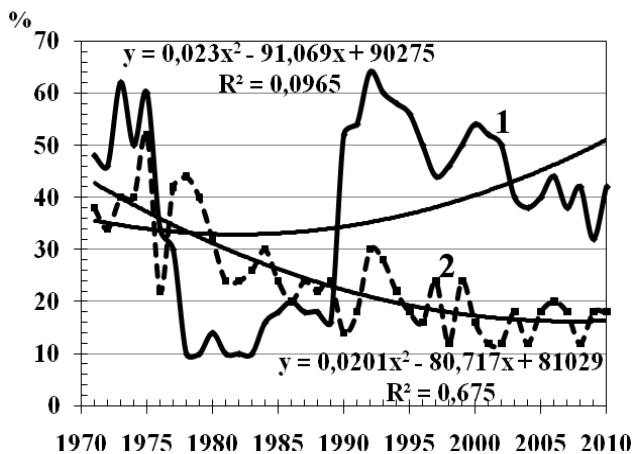


Рис. 5. Изменение встречаемости *Cladina stellaris* (1) и *Sphagnum fuscum* (2) на бугре пучения

На крупнобугристых морошково-багульниково-лишайниковых торфяниках через 40 лет после пожара формируются морошково-ерниково-багульниково-лишайниково-политриховые сообщества. Эти сообщества отличаются от исходных сообществ составом напочвенного покрова (меньшим участием лишайников) и увеличением участия карликовой березки (*Betula nana*). Последнее, по-видимому, связано с повышением сумм положительных температур воздуха и мощности снега в последние десятилетия.

В 1971г., когда расчищалась полоса трассы газопровода, весь участок с крупнобугристым торфяником, примыкающим к трассе, выгорел, в том числе и на площадке, где в 1970г. выполнялись детальное описание растительного покрова, измерения мощности сезонноталого слоя и температуры многолетнемерзлых пород.

Эта площадка располагалась на вершине торфяного бугра высотой 2м с морошково-багульниково-кладониевым растительным сообществом. В микрорельефе площадки характерны мелкие дикрановые кочки высотой 0,1-0,3м и мочажины с болотными кустарничками (*Andromeda polifolia*, *Chamaedaphne calyculata*) и мхами. Почва площадки торфяная, максимальная мощность сезонноталого слоя составляла 0,6м. Покрытие трав и кустарничков равнялась 45%, мхов и лишайников - 90%. В травяно-кустарничковом покрове выделялось 2 яруса: верхний ярус высотой 0,2-0,4м составляли багульник и карликовая березка, нижний ярус высотой до 0,15м был образован морошкой и брусничкой. В напочвенном покрове резко доминировали лишайники из рода кладина, а дикрановые мхи, хотя и встречались часто, но имели небольшое покрытие.

В 1975 г. через 4 года после пожара на вершине торфяного бугра, растительность которого была

описана в 1970 г., была заложена закрепленная на поверхности почвы постоянная площадка 10х10 м.

На этой площадке, начиная с 1975 г. по настоящее время, ведутся ежегодные геоботанические описания. На вершине бугра рядом с геоботанической площадкой была пробурена 10-метровая скважина. По данным бурения мощность торфа составляет 1м, ниже залегает песок с прослоями суглинка, подстилаемый с глубины 3,75м суглинком. В скважине с 1975 по 1983 г.г. велись круглогодичные измерения температуры почвы и многолетнемерзлых пород, позднее они выполнялись ежегодно в первой декаде сентября. С 2001 г. ведутся круглогодичные измерения температуры логгером. На участке со скважиной измерялись мощность и влажность сезонноталого слоя до 1983 г. в течение всего летнего сезона, а позднее в первой декаде сентября, когда она достигает максимального значения.

Через 4 года после пожара на бугре сформировалось пушицево-морошково-политриховое сообщество, в котором покрытие трав составляло 15%, а мхов - 50%. После пожара число видов на площадке составляло 42% от их общего числа в 1970 году. Изменение числа видов могло быть ещё большим, но появление новых видов трав (*Erophorum russeolum*, *Carex limosa*, *Chamaenerium angustifolium*) и всходов берёзы (*Betula tortuosa*) компенсировало значительное убывание числа видов. Это было связано с исчезновением 5 видов кустарничков (*Vaccinium uliginosum*, *V. vitis-idaea*, *Empetrum nigrum*, *Andromeda polifolia*, *Chamaedaphne calyculata*), *Eriophorum vaginatum*, 1 вида лишайников (*Alectoria ochroleuca*) и 3 видов мхов (*Sphagnum fuscum*, *Pleurozium schreberi*, *Hylocomium splendens*). В первые годы восстановления растительности сильно увеличились встречаемость и покрытие политриховых мхов. Уменьшилось участие кустарничков, покрытие трав составляло 20%, а мхов - 50%. На следующий год появились ранее отсутствовавшие болотные травы, увеличилось участие кустарничков.

Через 5 лет после пожара на бугре сохранилось пушицево-морошково-политриховое сообщество, в котором заметное увеличение участия карликовой березки привело к смене травяно-мохового сообщества ерnikово-морошково-пушицево-политриховым сообществом. Покрытие трав и кустарничков в этом сообществе постепенно возрастало и через 14 лет после пожара достигло первоначальной величины. В это время заметную роль в сообществе вновь стал играть багульник. Напочвенный покров к этому времени покрывал до 85% поверхности площадки, но он, по-прежнему, состоял из политриховых мхов. Мощность сезонноталого слоя в этом растительном сообществе увеличилась до 65-70см.

Встречаемость лишайников хотя и увеличилась, но покрытие ими поверхности не превышало 1-3%. Однако покрытие лишайников постепенно продолжало возрастать, и через 23 года после пожара оно составило 8,5%. На 40-ой год покрытие лишайников увеличилось до 18,5%, и сформировалось ерnikово-багульниково-морошково-кладониево-политриховое сообщество, в котором участие пушицы

уменьшилось. Число кустарничков и мхов к этому времени заметно возросло, но оставалось немного меньше, чем в ненарушенном покрове за счет отсутствия болотных кустарничков (*Andromeda polifolia*, *Chamaedaphne calyculata*) и 1 вида мха (*Hylocomium splendens*). Болотные травы, появившиеся на ранних стадиях восстановления растительного сообщества, в 2005г. исчезли из состава сообщества.

Стадии восстановления растительности после пожара на бугре пучения и крупнобугристом торфянике приведены в таблице 1. Сравнение темпов восстановления растительного покрова в этих экосистемах показывает, что на плоской слабодренированной вершине бугра пучения растительность восстанавливается быстрее, чем на более дренированном крупнобугристом торфянике. На нем дольше сохраняется доминирование в напочвенном покрове политриховых мхов и меньшее участие в нем лишайников.

Таблица 1. Стадии восстановления растительности после пожара в разных экосистемах

Стадии и их длительность (годы)	Экосистемы	
	I	II
Травяно-моховая, 1-5	1а	1б
Кустарниково-травяно-моховая, 6-15	2а	2б
Кустарниково-травяно-лишайниково-моховая, 16-35	3а	3б
Травяно-кустарниково-мохово-лишайниковая, 36-50	4а	4б

Экосистемы: I – крупнобугристый морошково-багульниково-кладониевый торфяник, II – бугор пучения с кедровой багульниково-сфагново-кладониевой рединой.

Растительные сообщества: 1а – пушицево-морошково-политриховое, 1б – осоково-морошково-сфагновое, 2а – ерниково-морошково-пушицево-политриховое, 2б – морошково-осоково-багульниково-сфагновое, 3а – морошково-ерниково-багульниково-кладониево-политриховое, 3б – ерниково-багульниково-сфагново-кладониевое, 4а – морошково-ерниково-багульниково-политрихово-кладониевое, 4б – ерниково-багульниково-сфагново-кладониевое.

Анализ данных измерений мощности сезонноталого слоя на крупнобугристом торфянике показал, что она имеет тренд к увеличению (рис. 6 А), обусловленный увеличением сумм положительных температур воздуха, тренд которых за 1970-2010 г.г. составляет 0,2°C в год. Мощность сезонноталого слоя за период исследований увеличилась на 30%. Формирование на торфянике сплошного ерnikово-багульниково-морошково-кладониево-политрихового растительного покрова не привело к уменьшению мощности сезонно-талого слоя.

Анализ измерений температуры многолетнемерзлых пород в скважинах показал, что на крупнобугристых торфяниках отмечено максимальное на 1,4°C повышение температуры многолетнемерзлых пород. Температура многолетнемерзлых пород на глубине 10м (слоя с

годовыми колебаниями температур) за период исследований на крупнобугристом торфянике (рис. 6, Б) повысились с -1,8° до -0,4°C.

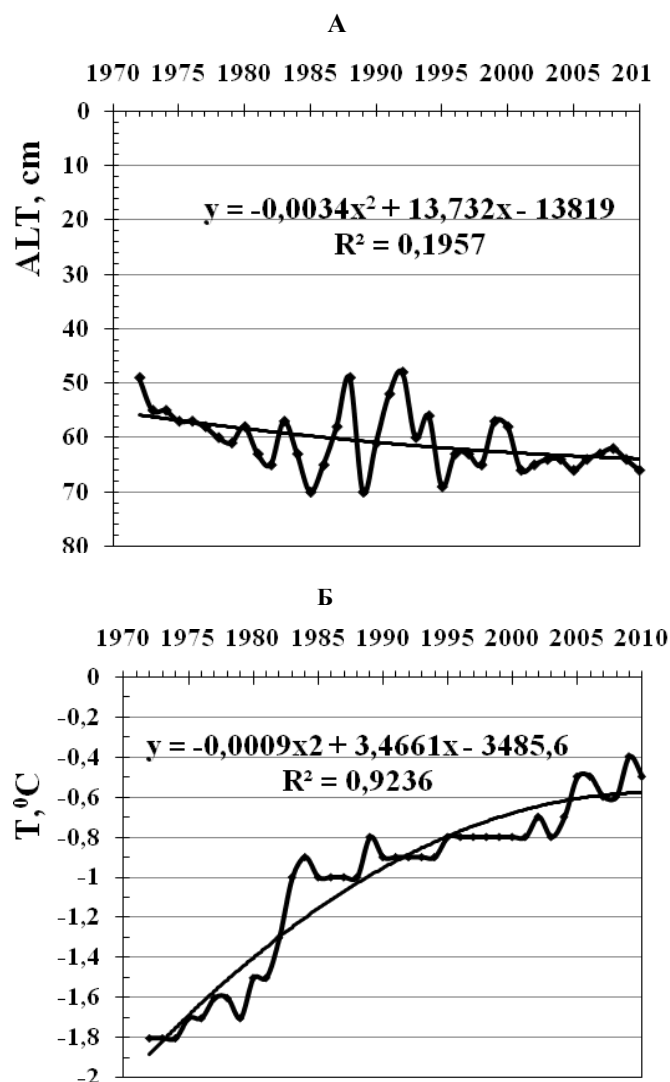


Рис. 6. Изменение мощности сезонноталого слоя (ALT, см) и температуры пород на глубине 10 м (T0C) на крупнобугристом торфянике.

Заключение

Многолетний мониторинг изменений северо-таежных экосистем позволил выявить влияние деградации многолетнемерзлых пород, вызванное климатическими изменениями и техногенными нарушениями, на растительный покров.

В последние десятилетия на севере Западной Сибири наблюдается повышение температуры воздуха и увеличение количества атмосферных осадков. В связи с этим процесс заболачивания на плоских слабо дренированных поверхностях равнин активизируется. В результате этого кочковатые и мелкобугристые сосново-лиственничные морошково-багульниково-лишайниково-сфагновые редины с линзами мерзлых пород на бугорках замещаются андромедово-пушицево-сфагновыми тальми болотами.

На месте морошково-багульниково-сфагново-лишайникового плоскобугристого торфяника после снятия растительного покрова, отмечается осадка

поверхности, развитие термокарста и заболачивания, понижение кровли многолетнемерзлых пород до 2-3 м, и формирование пушицево-сфагнового болота, сохраняющееся здесь и через 39 лет после нарушения. На нарушенной площадке на торфянике в 10 м от газопровода кровля многолетнемерзлых пород понизилась до глубины 10 м по данным геофизическим работ.

На крупнобугристых морошково-багульниково-лишайниковых торфяниках через 40 лет после пожара формируются морошково-ерниково-багульниково-лишайниково-политриховые растительные сообщества. Эти растительные сообщества отличаются от исходных сообществ составом напочвенного покрова (меньшим участием лишайников) и увеличением участия карликовой березки, связанным с повышением сумм положительным температур воздуха. Анализ данных измерений мощности сезонно-талого слоя на крупнобугристом торфянике показал, что она имеет тренд к увеличению, обусловленный увеличением сумм положительных температур воздуха, тренд которых за 1970-2010 г.г. составляет 0,2°C в год. Температура пород на глубине 10 м повысилась на 1,4°C.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке проекта TSP (Thermal State of Permafrost, National Science Foundation, грант NSF ARC-0632400, ARC-0520578), проекта CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring, грант NSF OPP-9732051 и OPP-0225603), и при поддержке гранта РФФИ № 09-05-01068-а.

Литература

- Андрианов В.Н., Козлов А.Н., Крицук Л.Н. Инженерно-геокриологические условия бассейна среднего течения р. Надым // Тр. ВСЕГИНГЕО. М., 1973. Вып.62. С.79-89.
- Ершов Э.Д., Максимова Л.Н., Медведев А.В. и др. 1994. Реакция мерзлоты на глобальные изменения климата // Геоэкология, №5. С. 11-24.
- Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. 2002. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология. №1. С. 10-18.
- Какуннов Н.Б., Сулимова Е.И. 2005. Динамика геокриологических условий территории северной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции за последние 220 лет и прогноз их изменений // Материалы науч.-производ. Конф. «Проблемы инженерно-геологического обеспечения строительства объектов нефтегазового комплекса в криолитозоне». М.: ФГУП ПНИИИС. С.107-110.
- Мельников Е.С. (ред.) 1983. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. Новосибирск: Наука, 185 с.
- Москаленко Н.Г. (ред.) 2006. Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции. М.:Институт криосферы Земли СО РАН. 358 с.
- Оберман Н.Г. 2007. Некоторые особенности современной деградации криолитозоны Печоро-Уральского региона // Материалы Междунар. Конф. «Криогенные ресурсы полярных регионов». Салехард, Т.1. С.96-99.
- Павлов А.В. 1997. Прогноз эволюции криолитозоны на севере Западной Сибири (по данным мониторинга) // Итоги фундаментальных исследований криолитозоны Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука. С.94-102.
- Пармузин С.Ю., Чепурнов М.Б. 2001. Пространственно-временная динамика многолетнемерзлых пород европейского Севера и Западной Сибири в XXI веке в связи с возможными изменениями климата // Материалы Второй конф. Геокриологов России. М.: МГУ. Т.2. С.231-235.
- Перлыштейн Г.З., Павлов А.В., Буйских А.А. 2006. Изменения криолитозоны в условиях современного потепления климата // Геоэкология (инж. Геология, гидрогеология, геокриология). №4. С.305-312.
- Пономарева О.Е., Скворцов А.Г. 2006. Методы и результаты изучения экзогенных геологических процессов в Надымском районе Западной Сибири // Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменения: Материалы Междунар. конф. Т. 1. Тюмень, ТюмГНГУ, с. 272-274.
- Nelson F.E., Lachenbruch A.H., Woo M.-K. et al. Permafrost and changing climate // Permafrost: Proc. of the Sixth Intern. Conf. Beijing, China, South China Univ. of Technol. Press. 1993. Vol. 2. P. 987-1005.
- Osterkamp T., Romanovsky V. 1999. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska // Permafrost and Periglacial Processes. Vol.10..P.17-37

Многолетний режим температуры криолитозоны европейского северо-востока в течение современного потепления климата

Н.Г. Оберман

Горногеологическая Компания «МИРЕКО», г.Сыктывкар, Россия

Реферат

Рассмотрены данные сорока- и тридцатилетнего мерзлотного мониторинга, соответственно, на ледовоморской и цокольной предгорной равнинах Воркутинского мерзлотно-гидрогеологического полигона, расположенного в зоне несплошного распространения высокотемпературной мерзлоты. Выявлена изменчивость среднедесятилетних величин приращений температуры мерзлоты и таликов на глубинах 10-15 м в зависимости от метеорологических, мерзлотных, гидрогеологических и других факторов, а также прослежена изменчивость амплитуд этих приращений за весь период наблюдений в зависимости от мерзлотных условий. Установлены среднегодовые, за весь период наблюдений, значения интенсивности потепления пород на площадях распространения сливающейся мерзлоты и таликов в разнообразных природных условиях ледовоморской и цокольной предгорной равнин.

Ключевые Слова: Европа; климат; криолитозона; потепление; Северо-Восток; температура.

Введение

Современное глобальное потепление климата охватило и европейский Северо-Восток (Павлов 1997, Павлов, Малкова 2005, Павлов и др. 2011). Поэтому проблеме потенциального и фактического влияния климатического потепления на криолитозону этого региона (рис. 1) посвящено значительное число публикаций; помимо упомянутых, это – работы: Оберман 1996, 2001, Какунов, Павлов 1997, Oberman, Mazhitova 2003, Какунов, Сулимова 2005, Малкова 2007, Оберман 2007, Oberman 2008, Оберман, Шеслер 2009, Romanovsky et al. 2010; и многие другие.

Ныне практически общепризнано, что температура мерзлоты рассматриваемой территории повысилась под воздействием изменений климата за последние десятилетия. Значения трендов среднегодовой температуры пород Европейского Севера, на глубинах 10-15 м, варьировали за период с 1970-х (1980-х) по 2006 (2007) г.г. в зависимости от природных факторов, продолжительности и сроков 20-37-летних наблюдений, от 0,010 до 0,078°C/год (Oberman 2008). Величины аналогичных трендов на этой же территории, на глубинах 3-10 м, составили за 1965-2005 г.г. 0,024°C/год (Павлов и др. 2011). Для прогноза дальнейших изменений температуры криолитозоны необходимо, полагаем, выявить особенности её многолетнего режима в характерных мерзлотно-геологических условиях, уточнить роль климатических и ландшафтных факторов в формировании его. Решению этих задач и посвящена предлагаемая работа.

Площадь и методы исследования

Очевидно, что для анализа результатов мониторинга предпочтительны наиболее длительные ряды наблюдений. Таковые имеются в регионе лишь на Воркутинском мерзлотно-гидрогеологическом полигоне, который и выбираем поэтому в качестве площади исследований. Она охватывает южнотундровые ландшафты ледовоморской и

цокольной предгорной равнин. На первой из них распространена четвертичная толща мощностью 60-100 м. Цокольная равнина сложена скальными терригенными, в основном, и карбонатными породами, перекрытыми несплошным четвертичным чехлом фоновой мощностью 2-10 м. Климатические условия территории (см. следующий раздел) обуславливают принадлежность её к избыточно увлажненной мерзлотной области. Массивноостровное распространение мерзлоты на цокольной равнине, фиксировавшееся в 1970 г. (непосредственно перед потеплением климата), ныне сменилось островным. Прерывистое распространение мерзлоты на ледовоморской равнине частично заместилось массивноостровным и местами даже – островным. За этот же период фоновая температура мерзлоты преобразовалась с -1,0...-2,5°C, в -0,3...-1,1°C. Мощности последней варьируют от 20 до более 200 м.

Для решения упомянутых задач использованы данные мерзлотного мониторинга, проводящегося Горногеологической компанией «МИРЕКО» (бывшей ранее Воркутинской комплексной геологоразведочной экспедицией, объединениями «Северуралгеология», «Полярноуралгеология») при финансовой поддержке Федерального агентства по недропользованию России, а с 2007 г. и – Геофизического института Университета Аляска, США. Температура пород измерялась ртутными термометрами с ценой деления 0,05...0,10°C, помещенными в футляры с инертным материалом; с 2007 г. – комплектами логгеров Nobo. Разница в температуре пород, измеренной обоими видами аппаратуры совместно с представителем Геофизического института Университета Аляска, составила в среднем $\pm 0,05^\circ\text{C}$ (Oberman 2008). Периодичность наблюдений варьировала от нескольких раз в месяц до 1 раза в квартал, а при замерах логгерами составляет 2 раза/сут. При неравномерной в течение года периодичности наблюдений и осреднении всех их результатов может возникнуть некоторая некорректность вычисленной

среднегодовой величины. Во избежание этого осреднение данных выполнялось поэтапно: вначале определялись среднемесячные значения, потом – среднеквартальные и лишь затем вычислялась среднегодовая величина.

Решение поставленных задач возможно посредством анализа результатов сопоставления изменений основных метеорологических параметров и приращений температуры пород на характерных

элементах рельефа и микрорельефа ландшафтов за синхронные и одинаковые по продолжительности многолетние периоды. Примем длительность указанных периодов при последующем анализе равной 10-и годам, учитывая наличие климатических ритмов с периодами 10-11 лет (Пармузин, Шаталова 2001).

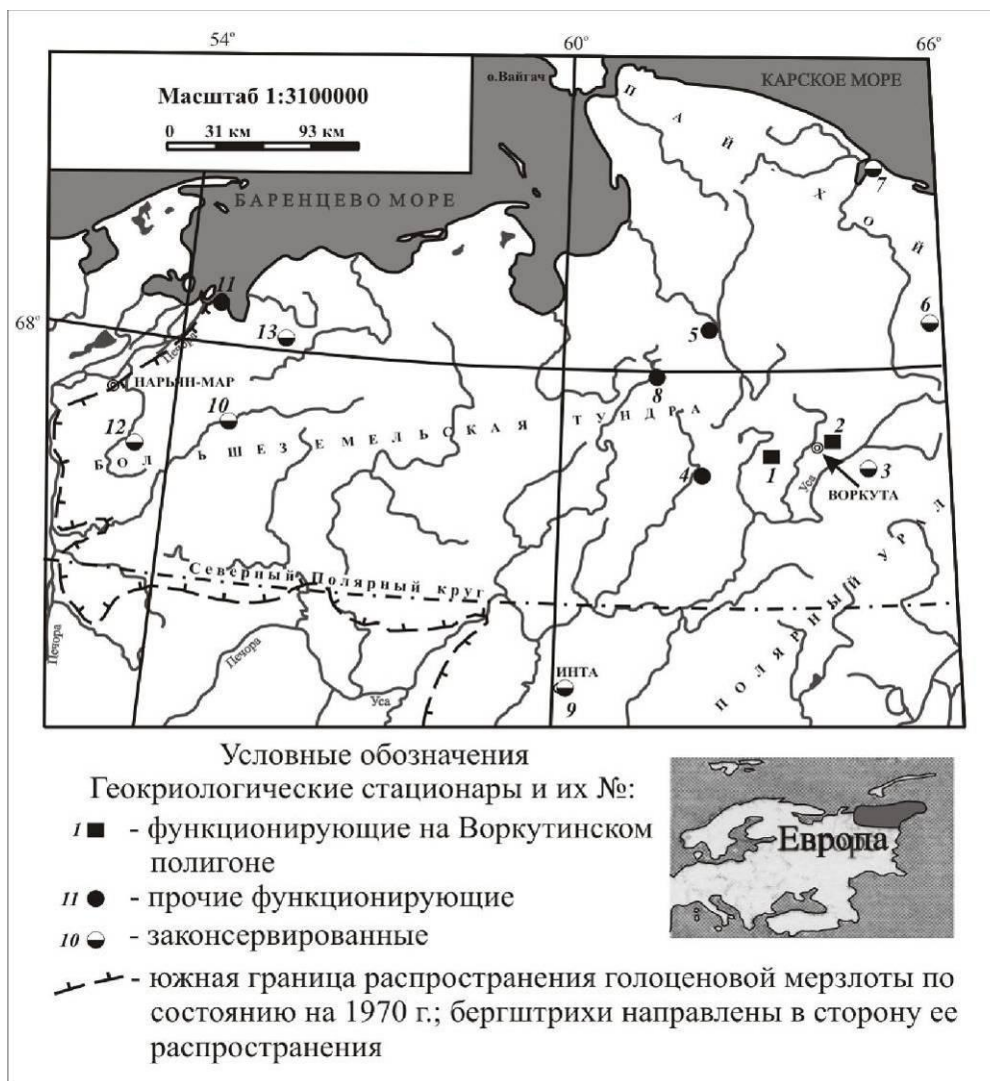


Рис. 1. Обзорная карта региона

Многолетний режим температуры криолитозоны и факторы его формирования

На протяжении всего рассматриваемого 40-летия средняя температура воздуха практически неуклонно повышалась от каждого предыдущего к каждому последующему десятилетию (таблица 1).

Соответственно, приращения температуры пород на глубине 10-15 м за все 10-летние периоды положительны на площадях распространения сливающейся мерзлоты, сложенной четвертичными отложениями ледовоморской равнины, и – в сквозных, несквозных таликах, слагаемых скальными

породами цокольной равнины (таблица 2, скважины: ВК-1615, ЗС-25, ЗС-124 и К-887, УП-34, Я-1).

Таблица 1. Динамика изменений метеорологических условий по метеостанции Воркута.

Метеорологические параметры	Средние величины за периоды, годы:			
	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010
Температура воздуха среднегодовая, °С	-6,3	-5,6	-5,6	-5,1
Сумма атмосферных осадков, мм/год	530	560	506	526
Максимальная за год мощность снега*, см	47	37	76	79

Примечание: * - по данным снегомерных съемок.

Однако, на некоторых участках положительность средних приращений отмечается лишь в одном-трёх десятилетиях из 4-х анализируемых. То есть, в этих случаях даже среднедесятилетние изменения температуры воздуха не являются определяющими для формирования знака приращения температуры пород.

Один из подобных случаев обусловлен общеизвестной причиной: недавними удалениями водных покровов, отеплявших породы и произошедших в рассматриваемых примерах ~70 и 38 лет назад. В результате возникло охлаждение талых, а также новообразующихся мерзлых пород в ложе сдренированных термокарстовых озёр (скважины, соответственно, ЗС-34 и ЗС-16). Многолетнее охлаждение этих осадков сменилось, в условиях длительного современного «оптимума», потеплением отложений в последние 10-20 лет.

Иная причина охлаждения пород, отмеченного за период 1991-2000 г.г., типична для несквозных таликов ледовоморской равнины (скважины ЗС-12, 8С). Это десятилетие характеризовалось минимальными за 40 лет атмосферными осадками (таблица 1) и, соответственно, – минимальным привнесом атмосферного тепла в талики. Учитывая едва ли не главенствующую роль конвективного теплопотока в формировании термического режима таликов, а также – неизменность, в сравнении с предыдущим десятилетием, температуры воздуха, полагаем, что уменьшение инфильтрации атмосферных осадков оказало на температуру таликов с поровыми подземными водами более сильное воздействие в указанном десятилетии, чем температура воздуха. В то же время талики на цокольной равнине более интенсивно отепляются трещинными и трещинно-карстовыми водами благодаря повышенным, в сравнении с поровыми водами, скоростями фильтрации. В глубоких, более 60 м, несквозных таликах такому воздействию способствовал, как и в сквозных, и восходящий теплопоток от субнапорного водоносного горизонта, залегающего ниже горизонта грунтовых вод. В результате температура таликов на этой равнине повысилась в рассматриваемом десятилетии вопреки стабильной температуре воздуха (скважины К-887 и УП-34 – у водопоглощающей карстовой воронки). Но температура и сливающейся мерзлоты повысилась в 1991-2000 г.г. Поэтому в этих случаях несомненно главенствующая роль снежного покрова, среднедесятилетняя мощность которого возросла в указанном периоде, в сравнении с предшествовавшим десятилетием, с 37 до 76 (см. табл.1).

Величины приращений среднедесятилетней температуры пород весьма изменчивы в пространстве и во времени (таблица 2). Максимальная интенсивность потепления, до $(80 \div 60) \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$, отмечается у повышенно льдистых высокотеплопроводных торфяников и в таликах с карстовыми водами (скважины ЗС-124 и УП-34). Наибольшая интенсивность охлаждения, до $60 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$, характерна для промерзающего талика под осушенным в 1973 г. озером (скважина ЗС-34).

Самое значительное потепление мерзлоты и таликов должно фиксироваться, казалось бы, в наиболее тёплый период: 2001-2010 г.г. Это и имеет место на некоторых участках междуречий со сливающейся мерзлотой и в торфяных ложах недавно сдренированных озёр (скважины ЗС-25 и ЗС-16, ЗС-34), однако, в большинстве случаев такая тенденция не прослеживается (то-есть, в основном подтверждается вывод А.В. Павлова и др. (2011) об отсутствии синхронности потеплений климата и пород). Так, наибольшее потепление сливающейся мерзлоты междуречий, сложенной торфом и в ряде случаев – минеральными грунтами, отмечается в наиболее холодные десятилетия (скважины ЗС-124, ВК-1615). Такой кажущийся парадокс объясняем не только уменьшением затрат тепла на частичное вытаивание льда мерзлоты, но и – сопутствующим увеличением теплопроводности отложений из-за понижения их температуры. Наибольшее потепление таликов тяготеет обычно к периоду 1981-1990 г.г., характеризовавшемуся средней за анализируемое 40-летие температурой воздуха, но максимальной годовой суммой атмосферных осадков. Отепляющее влияние инфильтрации их на породы, вероятно, и обусловило повышенное потепление последних (скважины ЗС-12, 8С, УП-34).

Средние для региона скорости потепления криолитозоны целесообразно определять за период, соизмеримый с климатической нормой, то-есть, с периодом, продолжительностью не менее 30-и лет, и для наиболее типичных мерзлотных условий. Таковыми в пределах каждого ландшафта являются условия, характерные для площадей сливающейся мерзлоты и для площадей таликов. Исходные данные для вычисления таких средних значений для этих площадей приведены в таблице 3.

Среднесорокалетняя скорость повышения температуры сливающейся мерзлоты на ледовоморской равнине, равная $(20 \div 32) \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$, выше, в целом, чем в таликах: $(13 \div 24) \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$ (табл.3). Возможные причины этого различия – повышенная теплопроводность мерзлоты и дополнительные затраты тепла на фазовые переходы в протаивающей мерзлой подошве таликов. Сквозные талики прогреваются интенсивней несквозных, за счёт, вероятно, дополнительного восходящего теплопотока из более глубоких горизонтов и отсутствия затрат тепла на протаивание мерзлоты. В среднем темп повышения температуры отложений этого ландшафта составляет: на площадях сливающейся мерзлоты $26 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$, в таликах $19 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$.

В отличие от остальной территории рассматриваемой равнины, торфяные ложа осушившихся термокарстовых озёр испытали охлаждение за 40-летний период. Максимальная интенсивность охлаждения отмечается при минимальном периоде, прошедшем со времени осушки; то-есть, при наименьшей степени термического равновесия между охлаждающимися отложениями озёрного ложа и береговыми мерзлыми массивами.

Таблица 2. Динамика изменений температуры криолитозоны на Воркутинском полигоне.

№ скважин	Температура в начале наблюдений, °С	Изменения температуры, 10 ⁻³ °С/год, за периоды, годы:			
		1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010
Ледовоморская равнина, gm II					
ЗС-25, сливающаяся мерзлота	-2,30	+13	+39	+18	+54
ВК-1615, то же	-1,15	+39	+10	+19	+16
ЗС-124, то же	-2,96	—	+77	+57	+55
ЗС-12, несливающаяся мерзлота	+0,13	+23	+36	-18	+13
8С, то же	±0,0	+33	+36	-10	+33
ЗС-16, сливающаяся мерзлота	-0,18	-19	-4	-8	+14
ЗС-34, сквозной талик	+1,25	-37	-57	+2	+17
Цокольная предгорная равнина					
Я-3, сливающаяся мерзлота	-0,95	—	+16	+17	+19
Я-1, несливающаяся мерзлота	-0,35	—	+13	+15	+15
УП-34, то же	+0,14	—	+58	+26	+32
К-887, сквозной талик	+0,70	+29	+24	+8	+25

Таблица 3. Среднеголетние скорости и амплитуды изменений температуры криолитозоны.

№ скважин	Мерзлотные условия	Литология пород в интервале глубин 0-15 м	Период, годы	Изменения температуры пород:	
				средние за период, 10 ⁻³ °C/год	амплитуда среднедесятилетних величин, 10 ⁻³ °C/40* лет
Ледовоморская равнина, gm II					
ВК-1615	сливающаяся мерзлота	суглинистые отложения	1971-2010	+20	29
ЗС-25	то же	то же	1971-2010	+32	41
ЗС-16	то же	торф, суглинки	1971-2010	-4	33
ЗС-12	несливающаяся мерзлота	суглинки, глины	1971-2010	+13	54
8С	то же	суглинки, супеси	1971-2010	+20	46
ВК-1618	сквозной талик* ²	суглинистые отложения	1972-2010	+24	–
ЗС-34	то же	торф, суглинки	1975-2010	-28	74
Цокольная предгорная равнина					
Я-3	сливающаяся мерзлота	суглинки	1981-2010	+17	3
Я-1	несливающаяся мерзлота	то же	1981-2010	+14	2
УП-34	то же	известняки	1981-2010	+39	32
К-887	сквозной талик	песчаники, аргиллиты	1981-2010	+19	17

Примечание: * – на цокольной равнине – за 30 лет;
 *² – температура к началу наблюдений: +0,4°С.

Тенденции повышения температуры криолитозоны, выявленные на ледовоморской равнине, часто не проявляются на цокольной предгорной равнине. Основную причину этой аномалии усматриваем в сильном влиянии гидрогеологического фактора. Основанием для такого заключения послужили следующие факты. Во-первых, по мере уменьшения скоростей фильтрации грунтовых вод в ряду: трещинно-карстовые, трещинные, поровые должен уменьшиться приток атмосферного тепла в породы таликов. Это обстоятельство обуславливает, полагаем, последовательное снижение темпа повышения их температуры: $39 \cdot 10^{-3}$ – $19 \cdot 10^{-3}$ – $14 \cdot 10^{-3}$ °С/год (таблица 3, скважины, соответственно, УП-34, К-887, Я-1). И, во-вторых, темп повышения температуры сливающейся мерзлоты меньше такового в таликах с трещинными водами и особенно – с трещинно-карстовыми. Средняя за 30 лет интенсивность потепления сливающейся мерзлоты и таликов,

сложенных преимущественно скальными терригенными и суглинистыми отложениями, составляет $17 \cdot 10^{-3}$ °С/год. Более низкие, в сравнении с ледовоморской равниной, темпы потепления криолитозоны обусловлены, возможно, меньшей величиной здесь глубинного теплопотока.

Ещё одним показателем многолетнего режима криолитозоны является амплитуда среднедесятилетних изменений её температуры. На обеих рассматриваемых равнинах могут быть выделены, в зависимости от величин указанной амплитуды, площади и участки со сливающейся мерзлотой и талики. Так, значения амплитуды повышения температуры пород на ледовоморской равнине варьируют в пределах: (29÷41, в среднем 35)* 10^{-3} °С/40 лет на территориях со сливающейся мерзлотой и – (46÷54, в среднем 50)* 10^{-3} °С/40 лет на участках таликов. Соответствующие величины диапазона амплитуд на цокольной предгорной равнине: $3 \cdot 10^{-3}$ °С/30 лет и (2÷32, в среднем

17)*10⁻³°C/30 лет (таблица 3). Эти различия в величинах амплитуд объясняем спецификой формирования термического состояния сливающейся мерзлоты и таликов. Если на площадях со сливающейся мерзлотой основным фактором формирования температуры пород является, при прочих равных условиях, кондуктивный теплопоток с земной поверхности, то в таликах он суммируется, как правило, с конвективным теплопоток. Такое наложение теплопотоков должно обеспечить, полагаем, большее разнообразие формирующихся температур пород, и, соответственно, должно увеличить их многолетние амплитуды, что и отмечается.

Показательно, что и на локальных участках современного охлаждения пород прослеживается та же тенденция, что и на остальной территории рассматриваемых равнин: амплитуды среднedesятилетних отрицательных приращений температуры сливающейся мерзлоты, 33*10⁻³°C/год, меньше, чем – в таликах 74*10⁻³°C/год (таблица 3, скважины ЗС-16 и ЗС-34).

Температура криолитозоны восточных, западных и северных площадей Европейского Северо-Востока характеризуется практически аналогичной реакцией на глобальное потепление климата, синхронной, в основном, хронологическим изменениям основополагающим метеорологическим параметрам (Oberman, 2008). Это даёт основание полагать, что главные черты многолетнего режима криолитозоны, рассмотренные выше по данным стационаров Воркутинского полигона, типичны и для всего региона, в целом, проявляясь в той или иной степени на различных территориях его.

Выводы

1. Установлена неоднозначность среднесдесятилетних величин: приращений и амплитуд температуры несплошной криолитозоны за 40-летний и 30-летний периоды, соответственно, на ледовоморской и цокольной предгорной равнинах региона в зависимости от метеорологических, мерзлотных, а также гидрогеологических и других факторов. Изменения температуры воздуха не всегда являются фактором, обуславливающим величину и знак среднесдесятилетних приращений температуры криолитозоны. При стабильной среднесдесятилетней температуре воздуха определяющей становится (для ряда площадей ледовоморской равнины, и прежде всего, несквозных таликов) величина среднесдесятилетней суммы атмосферных осадков за год. Величину приращения температуры мерзлоты на цокольной предгорной равнине определяет в такие периоды аномально возросшая мощность снежного покрова. Потепление таликов рассматриваемой равнины обусловлено совместным влиянием гидрогеологического фактора и снежного покрова. Максимальная среднесдесятилетняя интенсивность потепления, до (80÷60)* 10⁻³°C/год, отмечается у мерзлых торфяников и обводненных таликов в закарстованных породах. Наибольшая скорость

охлаждения, до 60*10⁻³°C/год, зафиксирована в ложе термокарстового озера, сдренированного 38 лет назад.

2. Средние за весь период наблюдений повышения температуры криолитозоны ледовоморских равнин региона составили на площадях распространения сливающейся мерзлоты и таликов 26*10⁻³ и 19*10⁻³°C/год. Скорости потепления в тех же мерзлотных условиях цокольной предгорной равнины, в основном, одинаковы: 17*10⁻³°C/год. Амплитуда среднесдесятилетних изменений температуры пород за весь период наблюдений составляет в среднем по ледовоморской равнине, на площадях со сливающейся мерзлотой, 35*10⁻³°C/40 лет и 50*10⁻³°C/40 лет на участках таликов. Средние величины по цокольной предгорной равнине, соответственно, равны: 3*10⁻³°C/30 лет и 17*10⁻³°C/30 лет. Различия в амплитудах на площадях со сливающейся мерзлотой и на участках таликов обуславливаем влиянием практически повсеместной обводненности последних. Однотипные различия прослеживаются и по амплитудам охлаждения сливающейся мерзлоты и сквозного талика в ложах сдренированных озёр.

3. Основные черты многолетнего режима температуры криолитозоны, выявленные и рассмотренные по данным мерзлотного мониторинга на стационарах Воркутинского полигона, характерны, в целом, для криолитозоны всего Европейского Северо-Востока.

Благодарности

Автор благодарен всем специалистам и, прежде всего, Н.Б. Какунову, которые, наряду с автором, проводили мерзлотные наблюдения, послужившие основой для доклада.

Литература

- Какунов Н.Б., Павлов А.В. 1997. Оценка и прогноз термического режима криогенных почв на Севере России в связи с ожидаемым потеплением климата. Криопедология-97: Тезисы докладов Международной конференции, Сыктывкар, Россия, Август 5-8 1997: 121 (на русском языке).
- Какунов Н.Б., Сулимова Е.И. 2005. Результаты наблюдений за температурой грунтов на европейском Северо-Востоке России в период потепления климата 1970-2003 г.г. Материалы Третьей конференции геокриологов России, Москва, Июнь 1-3 2005: том 2, 84-90 (на русском языке).
- Малкова Г.В. 2007. Обобщение результатов температурных измерений на геокриологическом стационаре Болванский. Материалы Международной конференции «Криогенные ресурсы полярных регионов», Салехард, Россия, Июнь 17-21 2007: том 1, 140-143 (на русском языке).
- Оберман Н.Г. 1996. Геоэкологическая специфика и современные тенденции природной и техногенной динамики криолитозоны Восточно-Европейской Субарктики. Материалы Первой

- конференции геокриологов России, Москва, Июнь 3-5 1996: книга 2, 408-417 (на русском языке).
- Оберман Н.Г. 2001. Внутривековая динамика мерзлой зоны европейского Северо-Востока России. *Материалы Второй конференции геокриологов России, Москва, Июнь 6-8 2001: том 2, 212-217 (на русском языке).*
- Оберман Н.Г. 2007. Глобальное потепление и изменения криолитозоны Печоро-Уральского региона. // *Разведка и охрана недр*, 4: 63-68 (на русском языке).
- Оберман Н.Г., Шеслер И.Г. 2009. Современные и прогнозируемые изменения мерзлотных условий европейского Северо-Востока Российской Федерации. // *Проблемы Севера и Арктики Российской Федерации*. 9: 96-106 (на русском языке).
- Павлов А.В. 1997. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз. // *Криосфера Земли*, 1, № 1: 47-58 (на русском языке).
- Павлов А.В., Малкова Г.В. 2005. Современные изменения климата на севере России. *Альбом мелкомасштабных карт*. – Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 54 (на русском языке).
- Павлов А.В., Перльштейн Г.З., Типенко Г.С. 2011. Методы количественного прогноза реакции криолитозоны на современные изменения климата. *Материалы Четвертой конференции геокриологов России, Москва, Июнь 7-9 2011: 281-288 (на русском языке).*
- Пармузин С.Ю., Шаталова Т.Ю. 2001. Динамика сезонноталого и сезонномерзлого слоев пород в связи с короткопериодными колебаниями климата. *Основы геокриологии. Часть 4 Динамическая геокриология*. – Москва, Московский университет, 284-302 (на русском языке).
- Oberman N. 2008. Contemporary Permafrost Degradation of European North of Russia. *Ninth International Conference on Permafrost. Fairbanks, Alaska, USA. June 29 – July 3 2008: Vol. 2, 1305-1310.*
- Oberman N.G. & Mazhitova G.G. 2003. Permafrost mapping of Northeast European Russia based on the period of climatic warming 1970-1995. *Norwegian Journal of Geography*, 57, No.2: 111-120.
- Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G., Malkova G.V., Kholodov A.L., Marchenko S.S., Moskalenko N.G., Sergeev D.O., Ukraintseva N.G., Abramov A.A. and Vasiliev A.A. 2010. Thermal state of permafrost in Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.21, 2: 136-155.

Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море)

Г.Е. Облогов

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Институт Криосферы Земли СО РАН, Москва, Россия

И.Д. Стрелецкая

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,

кафедра криолитологии и гляциологии, Москва, Россия

А.А. Васильев

Институт Криосферы Земли СО РАН, Москва, Россия

Е.А. Гусев

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана

им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

Х.А. Арсланов

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия

Реферат

В статье дается описание геологического и геокриологического строения береговых обнажений Гыданской губы. Приводятся результаты изотопного и химического составов подземных льдов, состава и возраста отложений. Выделяется два яруса полигонально-жильных льдов: позднеплейстоценовые и голоценовые. Устанавливаются условия осадконакопления, промерзания и денудации отложений в эпоху последнего криохрона и голоценового оптимума.

Ключевые Слова: Гыданская губа; четвертичные отложения; криогенез.

Введение

Гыданская губа Карского моря является одним из наиболее труднодоступных районов севера Западной Сибири. Сведения о геоморфологии, четвертичных осадках и современных процессах севера Западной Сибири, были обобщены в работе В.Н. Сакса (Сакс, 1951). Четвертичные отложения района исследовались и картировались сотрудниками НИИГА во время проведения геологической съемки (Соколов и Значко-Яворский, 1957).



Рис. 1. Положение районов исследования: 1 - устье реки Еры-Маретаяха; 2 – мыс Паха-Сале.

В 1973-1985 гг. геокриологические условия и четвертичные отложения Гыданского полуострова

подробно изучались сотрудниками Тюменской экспедиции кафедры грунтоведения и инженерной геологии геологического факультета МГУ (Трофимов и др., 1986). В результате этих работ была составлена стратиграфическая схема четвертичных отложений района, изучены пластовые и повторно-жильные льды, современные термокарстовые, термоабразионные и термоэрозионные процессы.

По разрезу органо-минерального комплекса в устье р. Монгаталянгяха, расположенного вблизи от исследованного авторами разреза в устье реки Еры-Маретаяха, Ю.К. Васильчуком (Васильчук, 1992) получена серия радиоуглеродных позднеплейстоценовых датировок на различных высотах от уровня моря: на высоте 3,5 м – 30200 ± 800 лет (ГИН-2470), 4,5 м - 28600 ± 800 лет (ГИН-2638), 5 м - 25100 ± 220 лет (ГИН-2471), 5,9 м - 21900 ± 900 лет (ГИН-2469). Торфяник на высоте 9,3 м имел радиоуглеродный возраст - 3900 ± 100 лет (ГИН-2468).

Полевые работы, проведенные МГУ, Институтом Криосферы Земли и ВНИИОкеангеология в 2010 году, охватили западный и восточный берега Гыданской губы (рис. 1). В статье дается описание геологического и геокриологического строения четвертичных отложений. Приводятся результаты изотопного и химического составов подземных льдов, состава и возраста отложений.

Обсуждение результатов

1. Исследования проводились в районе устья реки Еры-Маретаяха, расположенного на восточном побережье Гыданского полуострова. Изучено строение берегового уступа, которое состоит из

термоденудационных поверхностей с высотами 10-25 метров и термоабразионного клифа, спускающегося к современному пляжу (рис. 2.1).

Верхняя часть разреза до глубины 4,7 м (точка наблюдения 1006) представлена промерзшими озерными (озерно-болотными) отложениями, характеризующимися значительной льдистостью.

Крупные прослои практически чистого льда, переслаиваются со слабо разложившимся торфом. Радиоуглеродная датировка по образцу торфа с глубины 3,8 м показала возраст 8500 ± 90 л.н. (ЛУ-6535).

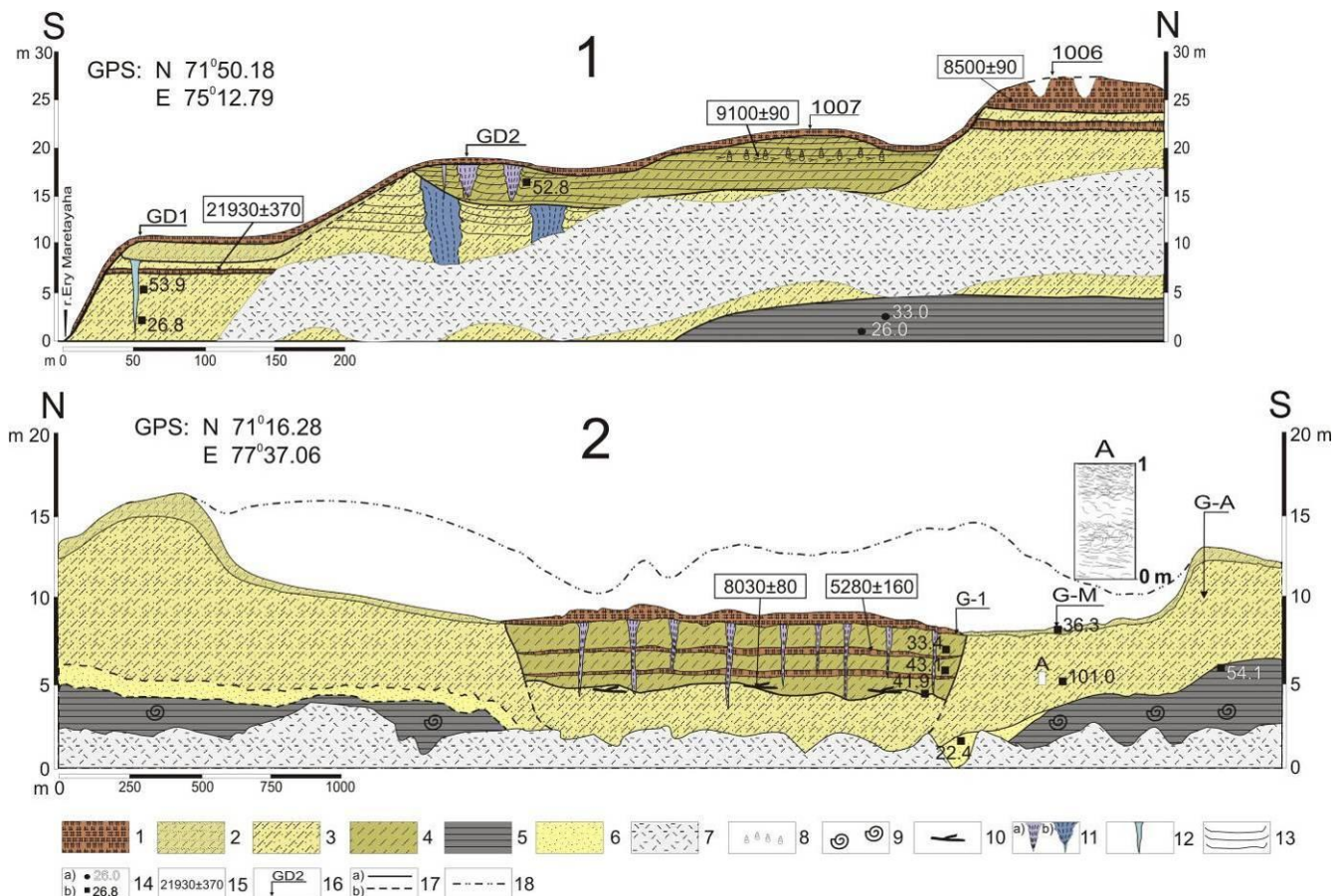


Рис. 2. Схема строения береговых обнажений Гыданской губы: 1 - устье р. Еры-Маретаяха; 2- мыс Паха-Сале. Условные обозначения: 1- торф; 2- переслаивание супесей и песков; 3- супеси пылеватые; 4- супеси пылеватые оторфованные; 5- глины; 6- пески; 7- осыпь; 8- ракушки пресноводные озерные; 9- морские моллюски; 10- древесные остатки; 11- полигонально-жильные льды: а) голоценовые, б) верхнеплейстоценовые; 12- трещинный лед; 13- поясковая криотекстура; 14- влажность в процентах: а) суммарная, б) минеральных прослоев; 15- возраст органических включений, лет; 16- номер расчистки; 17- литологические границы: а) установленные, б) предполагаемые; 18- граница поверхности не подвергшейся термоденудации.

Ниже вскрываются пылеватые супеси (количество пылеватых частиц составляет более 54%) (т.н. 1007). В супесях содержатся торф, корни растений (количество органического углерода достигает 0,9%), фрагменты пресноводных моллюсков. Отложения льдистые, суммарная влажность составляет около 53%. Криогенная текстура поясковая, между поясками криотекстура сетчатая. С глубины 4 м по корням растений сделана радиоуглеродная датировка, показавшая возраст 9100 ± 90 л.н. (ЛУ-6534). С глубиной в пылеватых супесях увеличивается количество песчаной фракции и уменьшается содержание органики (Сорг до 0,2%). Ближе к устью реки Еры-Маретаяха, в разрезе поверхности высотой около 10 м, пылеватые супеси переслаиваются с мелкозернистыми песками и прослоями торфа. Криотекстура отложений массивная. Суммарная влажность уменьшается с глубиной от 54 до 27%. Высокая льдистость отложений позволяет

предположить их сингенетическое промерзание. Прослой торфа в песчаных отложениях на глубине 2,2 м имеет радиоуглеродный возраст 21930 ± 370 л.н. (ЛУ-6542). В северной части обнажения пылеватые супеси с глубины 20 м подстилаются льдистыми глинами с сетчатой криогенной текстурой. Верхний контакт глин и супесей четкий, уходит под уровень моря к южной части обнажения. Минеральные блоки преимущественным размером 10×10 см разделены шширами льда толщиной до 1 см. Влажность минеральных прослоев составляет 26,0-33,0%. Изотопный анализ текстурообразующего льда ($-8,48\%$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $-63,4\%$ для δD) и криогенная текстура указывает на эпигенетическое промерзание отложений. Глины содержат большое количество органического углерода (0,89%). Скорее всего, глины накапливались в мелководном относительно теплом море.

В разрезе вскрываются полигонально-жильные льды (ПЖЛ) двух ярусов (рис.2.1, т.н. GD2). ПЖЛ шириной 1,2 м по верху и высотой 3,6 м верхнего яруса и крупные ПЖЛ шириной 2,5 м поверху и

высотой более 10 м нижнего яруса. Вмещающие ПЖЛ пылеватые супеси сильнольдистые, суммарная влажность на глубине 1,3 м составляет 52,7% (рис. 3).



Рис. 3. Супеси пылеватые, вмещающие два яруса полигонально-жильных льдов.

Изотопный состав ПЖЛ верхнего яруса изменяется от -23,6 до -18,3‰ для кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и от -179,9 до -134,3‰ для водорода (δD), избыток дейтерия (d excess) изменяется от 9 до 12‰. К сожалению, опробовать ПЖЛ нижнего яруса не удалось. Их залегание в отложениях возрастом более 10 тыс. лет и весьма отрицательный изотопный состав большей части жильного льда, указывают на формирование основной части льда этих жил в позднем плейстоцене.

Крупные сингенетические ПЖЛ в южной части обнажения не встречены, возможно, они срезаны склоновыми процессами или частично вытаяли. Здесь, в пески и супеси проникают узкие (шириной до 0,4 м) жилы льда средней мощностью 4,5 м (т.н. GD1). Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода во льду не меняется по глубине и составляет -24,6...-22,6‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и -193,1...-176,5‰ для δD , дейтериевый эксцесс не превышает 6-7‰. Отмечено заметное содержание ионов хлора (8,8 мг/л) в жильном льде. Изотопный состав повторно-жильных льдов, скорее всего, свидетельствует о позднеплейстоценовом возрасте льда.

На основании полученной Ю.К. Васильчуком (1992) простой линейной зависимости между средней температурой января ($t_{\text{я}}$) и изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}$) в ПЖЛ была определена средняя температура января во время формирования ПЖЛ.

$t_{\text{я}} = -1,5\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}(\pm 3^{\circ}\text{C})$, она составила $-36,0 \pm 3^{\circ}\text{C}$.

2. Другой район исследования – северное побережье Гыданской губы возле мыса Паха-Сале (рис. 2.2). Здесь в береговых обрывах высотой 15-20 м вскрываются морские и прибрежно-морские песчано-алевритовые отложения. Более древние морские отложения перекрываются верхнеплейстоцен-

голоценовыми континентальными осадками с растительным детритом. На пляже рассеяно большое количество костных остатков, которые вымыты из береговых обрывов.

Линза озерных осадков мощностью 4-6 м и видимой протяженностью 1200 м содержит слоистые насыщенные органикой супеси (содержание органического углерода достигает 1 %). Легкие супеси на глубине 2 - 4 м переходят в тяжелые супеси, количество органических остатков снижается, возрастает содержание пылеватых частиц с 35% на глубине 1,4 м до 56% на глубине 3,7 м. Лыдность увеличивается с глубиной. Суммарная влажность супесей возрастает от 33% на глубине 1,4 м до 64,7% на глубине 3,2 м. Криотекстура супесей слоистая. Возраст древесных включений на глубине 2,6 м на контакте легких и тяжелых супесей составляет 5280 ± 160 ЛУ 6540. С глубины 6 метров насыщенные органикой супеси переходят в пылеватые супеси, соответствующие по гранулометрическому составу и содержанию органического углерода супесям, вмещающим линзу озерных осадков. Суммарная влажность на контакте слоев составила 41,9%. Возраст древесных включений на контакте составил 8030 ± 80 ЛУ 6541. Криотекстура нижних супесей мелкосетчатая посткриогенная. Скорее всего, это отложения подозерного талика.

По простиранию линза озерных отложений вложена в пачку легких пылеватых супесей, которые слагают борта термокарстового понижения и поверхности высотой 15 м. Пылеватые супеси состоят на 83% из частиц размерности пыли. До глубины 4,0 м более льдистые прослои толщиной 15-20 см чередуются с менее льдистыми горизонтами толщиной 80-90 см.

Криотекстура поясковая, между поясками микрошлировая часто слоистая (см. рис. 2.2, врезка А). Суммарная влажность пылеватых супесей достигает 101%. Пылеватые супеси подстилаются серыми тонкозернистыми песками. Мощность песчаного слоя достигает 3 метров (т.н. G-1). Криотекстура песка массивная. Суммарная влажность составляет 22,4%. В южной части обнажения песчаный прослой выклинивается. Пески в северной части и пылеватые супеси в южной части обнажения подстилаются глинами с богатой фауной морских моллюсков. Влажность на контакте глин и пылеватых супесей составила 64,1%.

Озерные отложения включают комплекс ПЖЛ. На поверхности льды образуют полигональную сеть со стороной полигона 18-25 м. Жильные льды шириной 20-50 см по верху и длиной 2-5 м. Лед ПЖЛ коричнево-белый вертикально-слоистый, с ожелезнением на контакте с вмещающими породами. Изотопный состав ПЖЛ составляет -19,1‰ для кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и -146,2 ‰ для водорода (δD), избыток дейтерия (d excess) – 7,2‰. Относительно низкое содержание ионов хлора (5,0 мг/л) характерно для жильных льдов, формировавшихся без влияния морской воды. По данным Ю.К. Васильчука (1992), ПЖЛ севера Гыданского п-ова характеризуются средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ равными примерно -18‰.

Заполнение термокарстовой депрессии происходило в два этапа. На первом этапе в начале голоцена накапливались отложения, которые попадали в озеро при разрушении берегов, сложенных пылеватыми сильнольдистыми супесями. В конце заполнения озерной котловины накапливались более грубые песчаные осадки. На существование талика под озером указывает горизонт с относительно малой льдистостью и посткриогенной криотекстурой.

Заключение

Изученные в береговых обрывах Гыданской губы отложения имеют голоценовый и позднеплейстоценовый возраст. Выделенные нами два яруса ПЖЛ также имеют разный возраст: нижние – верхнеплейстоценовые, верхние – голоценовые. Формирование нижнего яруса сингенетических ПЖЛ происходило в эпоху последнего криохрона, когда осадконакопление в мелком и относительно теплом море сменилось континентальным. Похожие условия существовали в районе Сопочной Карги, в устье Енисея, где в это время накапливались осадки второй аллювиальной террасы (Стрелецкая и др., 2007). После наступления климатического оптимума произошла кардинальная смена ландшафтов. В это время здесь существовала кустарниковая, и даже древесная растительность. В озерах водились многочисленные пресноводные моллюски. В современных озерах Гыданской тундры моллюски отсутствуют. После оптимума осадки, включающие, в том числе и толщи торфа, промерзли. Во время климатического оптимума верхнеплейстоценовые ПЖЛ нижнего яруса частично или полностью деградировали, образовывались термокарстовые

котловины, шло активное оврагообразование по вытаивающим льдам. Голоценовое похолодание 5000 - 4000 лет назад (температуры января по расчетам понижались до $-27\pm 3^\circ\text{C}$) привело к морозобойному растрескиванию и формированию жил верхнего яруса, которые отличаются более тяжелыми содержанием изотопов по сравнению с голоценовыми ПЖЛ района Диксона, Сопочной Карги (Стрелецкая, Васильев, 2009; Streletskaia et al, 2011; Siegert et al, 1999), о. Сибирякова и других районов Арктики (Павлова и др., 2010). Сильнольдистые сингенетические голоценовые отложения с ПЖЛ залегают плащеобразно вблизи водоразделов и на склонах. Они заполняют древние термокарстовые цирки по пластовым льдам и озерным термокарстовым котловинам.

Литература

- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). Изд. Отдел. Теоретических проблем РАН. МГУ, ПНИИИС. 1992. В 2-х томах. Т.1. – 420 с. Т.2–264 с.
- Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики, № 2 (88), 2011, с. 36-44.
- Павлова Е.Ю., Анисимова М.А., Дорожкина М.В., Питулько В.В. Следы древнего оледенения на острове Новая Сибирь (Новосибирские острова) и природные условия района в позднем неоплейстоцене // Лед и снег, 2 (110), 2010 с. 85-92.
- Streletskaia I., Vasiliev A., Meyer H. Isotopic Composition of Syngenetic Ice Wedges and Palaeoclimatic Reconstruction, Western Taymyr, Russian Arctic // Permafrost and Periglac. Process., 22: 101-106 (2011). Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/ppp.707.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // «Криосфера Земли», 2007, т. XI, №3, с.14-28
- Сакс В.Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. // Труды НИИГА. 1951. Том. XIV. С. 3-114.
- Соколов В.Н., Значко-Яворский Г.А. Новые данные по геологии Гыданского полуострова. // Информационный бюллетень Института Геологии Арктики, Выпуск 6, 1957, с. 4-10
- Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова. – М.: Изд-во МГУ. 1986. 212 с.

Термометрический мониторинг систем температурной стабилизации грунтов

С.Н. Окунев, Г.М. Долгих, С.Н. Стрижков, Н.А. Скорбилин
ООО НПО «Фундаментстройаркос», Тюмень, Россия

Реферат

Анализируются результаты длительных наблюдений за температурами грунтов оснований зданий и инженерных сооружений с установленными системами и устройствами температурной стабилизации грунтов. Даются статистические данные по установленным системам, термометрическим скважинам, их распределению по разным районам криолитозоны. Рассматриваются особенности организации и проведения в ООО НПО «Фундаментстройаркос» геотехнического мониторинга

Ключевые Слова: Криолитозона; термометрический мониторинг; системы температурной стабилизации грунтов.

При проектировании, строительстве и эксплуатации зданий и инженерных сооружений в криолитозоне необходимо учитывать и регулировать теплообмен грунтов с этими зданиями и сооружениями, а также с внешней средой. При хозяйственном освоении территории изменения температурного и влажностного режимов грунтов, особенно с переходом температур через 0 °С, вызывают изменения состава, строения и свойств грунтов, прочности, несущей способности и сжимаемости мерзлых пород, интенсивности развития термоэрозии, наледей, термокарста, солифлюкции и других криогенных процессов и явлений. Это может привести к значительным разрушениям и деформациям строящихся и эксплуатируемых зданий и инженерных сооружений, а также необратимым негативным последствиям для окружающей природной среды.

Около 30% всего жилого фонда на российском арктическом побережье составляют деформированные здания, многие из которых находятся в непроектном или аварийном состоянии. Потери на ремонт и реконструкцию поврежденных зданий составляют около 10 % их стоимости. Основные причины деформаций – это осадки многолетнемерзлых грунтов (ММГ) при оттаивании или их пучение при промерзании. Огромные экономические потери по аналогичным причинам отмечаются при строительстве и эксплуатации железных и автомобильных дорог, подземных коммуникаций, плотин и других инженерных сооружений (Ершов 2002).

В связи с этим защита территорий от опасных криогенных процессов и явлений, надежность эксплуатируемых объектов, в первую очередь – их оснований, и экологическая безопасность окружающей природной среды должны быть обеспечены на всех стадиях формирования и функционирования геотехнических систем (ГТС), состоящих из совокупности природных объектов и технических сооружений, прямо связанных друг с другом, когда функционирование технического объекта сильно зависит от природного и наоборот (Экологический энциклопедический словарь 2000).

В число наиболее эффективных методов предотвращения и устранения аварийных ситуаций в периоды строительства и эксплуатации зданий и сооружений в криолитозоне входит температурная стабилизация и замораживание талых и охлаждение пластично-мерзлых грунтов. Для этих целей ООО НПО «Фундаментстройаркос» разработало, производит и широко использует системы температурной стабилизации грунтов (ТСГ): системы ГЕТ (системы горизонтальные, естественнодействующие, трубчатые), системы ВЕТ (системы вертикальные, естественнодействующие, трубчатые), ТК (индивидуальные СОУ-термостабилизаторы), СОУ (сезоннодействующие глубинные охлаждающие устройства) и другие (Долгих et al. 2002). Монтаж систем и устройств ТСГ по промораживанию грунтов оснований строительных объектах сопровождается установкой термометрических скважин (труб, ТТ). Они предназначены, прежде всего, для контроля за динамикой температурного поля грунтов, эффективной работой этих систем.

География работ ООО НПО «Фундаментстройаркос», включая разработку, производство, установку, мониторинг и научно-методологическое сопровождение систем ТСГ, охватывает большинство регионов России, а также восточные районы Украины (рис. 1).

Всего за период 1993-2010 гг. установлено 104428 систем и устройств ТСГ производства ООО НПО «Фундаментстройаркос», в том числе: ГЕТ – 1020 систем, ВЕТ – 337 систем, ТК и СОУ – 103071 устройство (Волкова 2011) со следующим их территориальным распределением (таблица 1).

Значительная часть систем ГЕТ установлена на различных объектах Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) и Ванкорского нефтегазового месторождения, расположенного в Красноярском крае. Подобная ситуация сложилась также с системами ВЕТ, но для них вместе с ЯНАО лидером является Республика Саха – Якутия (плотины в районе г.Мирный). Большинство устройств ТК и СОУ располагается на объектах ЯНАО, но с учетом установленных на нефтепроводе Ванкор-Пурпе 60

тысяч устройств этого класса, еще больше их находится на территории Красноярского края.



Рис. 1 – География работ ООО НПО «Фундаментстройаркос»

Таблица 1 - Территориальное распределение объектов с системами ТСГ и термометрическими скважинами

№	Регион, район	Количество					Начало термоизмерений
		Объектов	ГЕТ	ВЕТ	ТК	ТТ	
1	Ямало-Ненецкий автономный округ, в т.ч.:	444	606	110	37533	2471	
	Уренгойское месторождение	72	3	22	12387	711	X.1989
	Бованенковское месторождение	136	145	-	5433	343	VII.2004
	Заполярное месторождение	73	47	23	3987	284	IV.1998
	Харасавэйское месторождение	20	175	-	190	209	XI.1997
	Ямбургское месторождение	30	83	14	2340	197	III.2002
	Самбургское месторождение	45	88	5	1368	192	VI.2003
	Южно-Русское месторождение	17	-	-	6929	148	V.2006
	Юбилейное месторождение	13	6	12	1155	73	XI.2000
	Медвежье месторождение	5	5	5	221	25	IX.2002
	Сандибинское месторождение	1	12	2	-	20	V.2002
	г. Салехард	10	18	3	1449	115	VI.1996
	г. Лабытнанги	14	4	24	1256	96	V.1996
	п. Самбург	7	20	-	289	40	VI.2003
	г. Надым	1	-	-	529	18	I.1995
2	Красноярский край, в т.ч.:	58	282	-	63001	362	
	Ванкорское месторождение	58	282	-	63001	362	IV.2006
3	Республика Саха - Якутия, в т.ч.:	26	-	191	1218	269	
	Район г.Мирный	26	-	191	1218	269	I.2004
4	Ненецкий автономный округ, в т.ч.:	8	76	36	1015	82	
	Район пос.Варандей	8	76	36	1015	82	III.2006
5	Хабаровский край, в т.ч.:	5	46	-	75	49	
	Хаканджинское месторождение	5	46	-	75	49	XI.2002
6	Иркутская область, в т.ч.:	1	10	-	157	8	
	Верхнечонское месторождение	1	10	-	157	8	XII.2008
7	Чукотский автономный округ, в т.ч.:	2	-	-	72	7	
	Западно-Озерное месторождение	2	-	-	72	7	V.2006
	Всего:	544	1020	337	103071	3248	

Значительная часть систем ГЕТ установлена на различных объектах Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) и Ванкорского нефтегазового месторождения, расположенного в Красноярском крае. Подобная ситуация сложилась также с системами ВЕТ, но для них вместе с ЯНАО лидером является Республика Саха – Якутия (плотины в районе г.Мирный). Большинство устройств ТК и СОУ располагается на объектах ЯНАО, но с учетом установленных на нефтепроводе Ванкор-Пурпе 60 тысяч устройств этого класса, еще больше их находится на территории Красноярского края.

Установка систем ТСГ на объектах происходит в соответствии с проектами температурной стабилизации грунтов, разрабатываемыми и реализовываемыми ООО НПО «Фундаментстройаркос» на основе результатов специальных инженерных (инженерно-геологических, инженерно-геокриологических, инженерно-гидрологических и гидрогеологических) изысканий с учетом конструктивных и технологических особенностей проектируемых сооружений, их теплового и механического взаимодействия с ММГ оснований и возможных изменений геокриологических условий, в том числе в связи с прогнозируемым глобальным потеплением климата. При этом учитываются местные условия строительства, требующие к охране окружающей среды, а также имеющийся опыт проектирования, строительства и эксплуатации зданий и сооружений в аналогичных условиях.

Контроль за эксплуатационной надежностью и долговечностью зданий и сооружений с установленными в их основаниях системами ТСГ, работоспособностью и эффективностью работы последних, состоянием температурного поля грунтов оснований в значительной мере обеспечивает геотехнический мониторинг (ГТМ) – система комплексного контроля, прогнозирования и управления состоянием ГТС с целью обеспечения их надежности на всех стадиях жизненного цикла.

В ООО НПО «Фундаментстройаркос» ГТМ включает в себя (Волкова 2011):

- Выезд специалистов ООО НПО «Фундаментстройаркос» на объект ГТМ;
- Осмотр прилегающей территории на предмет отсутствия подтопления, подмыва и осадок грунтов, деформаций оснований и фундаментов;
- Осмотр состояния отмостки, колонн, ростверков на отсутствие деформаций;
- Осмотр сетей тепло-водоснабжения, канализации на отсутствие утечек;
- Внешний осмотр надземной части систем ТСГ на наличие механических повреждений и целостность лакокрасочного покрытия, фотодокументирование;
- Проверка надземной части систем ТСГ на наличие утечек в сварных соединениях и вентилях;
- Измерения давления хладагента в системах при помощи манометра;
- Измерения уровня хладагента в системах тепловым способом по границе нагрева

коллектора блоков конденсаторных (в зимнее время при температуре ниже 15 °С);

- Определение частоты циркуляции хладагента в системах ТСГ;
- Измерения температуры надземной части систем ТСГ. При работающих системах температура надземной части должна быть на 5...15 °С выше, чем температура наружного воздуха;
- Проверку работоспособности систем ТСГ;
- Измерения температуры воздуха в помещениях и снаружи объекта;
- Измерения скорости ветра - для оценки процессов теплообмена между устройствами и окружающим воздухом;
- Измерения температуры грунтов в ТТ. Составление карты замеров температур;
- Обработку полученных данных;
- Анализ работы систем ТСГ. Формулировка выводов, рекомендаций;
- Составление технического отчета.

При обнаружении несоответствия характеристик работоспособности систем ТСГ параметрам, указанным в проектно-сметной документации, проводятся следующие дополнительные мероприятия:

- Определение неисправности;
- Контроль за проведением спецмонтажных работ, дозaprавкой хладагентом;
- Повторное проведение инструментального замера утечек хладагента и измерение давления в системе ТСГ, принятие решения о работоспособности системы ТСГ с составлением акта скрытых работ;
- Контроль за запуском систем ТСГ в эксплуатацию.

Значительное место в программе ГТМ систем ТСГ занимает обязательное проведение регулярных измерений температуры грунтов как в процессе строительства, так и в период эксплуатации сооружения, как и предусмотрено СНиП 2.02.04-88 (1988) для всех проектов оснований и фундаментов зданий и инженерных сооружений, возводимых на ММГ. Количество, глубина и размещение необходимых для проведения мониторинга температур грунтов в ТТ, то есть термометрического мониторинга, его программа определяются разрабатываемыми ООО НПО «Фундаментстройаркос» проектами систем ТСГ, учитывающими назначение, степень ответственности и линейные размеры строящихся зданий и сооружений. Для этих целей также в полной мере используются результаты анализа инженерно-геологических изысканий, генплана застройки территории и особенностей теплового взаимодействия зданий, сооружений, трубопроводов и грунтов их оснований.

Согласно ГОСТ 25358-82 (1982), измерения температуры грунтов должны выполняться в заранее подготовленных и выстоянных скважинах переносными или стационарными термоизмерительными комплектами, представляющими собой гирлянды электрических датчиков температуры с соответствующей измерительной аппаратурой или гирлянды

«заленивленных» ртутных термометров. Температуру мерзлых, промерзающих и протаивающих грунтов следует выражать в градусах Цельсия с округлением до 0,1°C. В ООО НПО «Фундаментстройаркос» измерения температуры грунтов в сети ТТ, пробуренных на территории объекта, как правило, производят с помощью комплекса, состоящего из многозонного цифрового датчика температуры МЦДТ 0922 и многоканального портативного контроллера цифровых датчиков ПКЦД-1/16.

Среди особенностей проектирования ТТ, их оптимального размещения по площадке и проведения в них мониторинговых исследований следует отметить следующие:

- При строительстве и эксплуатации зданий и сооружений с установленными системами ТСГ в качестве объектов термометрического мониторинга в тесном взаимодействии выступают грунты оснований, фундаменты и сами указанные системы, что вызывает необходимость измерений температур грунтов максимально близко к фундаментам, не выходя за пределы зоны действия этих систем. Исключения составляют скважины, предназначенные для определения фоновых значений температур грунтов;
- Для оптимального размещения ТТ по проектируемой площадке требуется соблюдать два основных условия: во-первых, расставлять их достаточно равномерно по площади с расстоянием между двумя соседними скважинами, не превышающими, согласно СТО Газпром 2-2.1-435-2010 (2010), 15-20м; во-вторых, ставить дополнительные скважины в критических местах (например, водоотводные лотки, места ввода или выпуска санитарно-технических коммуникаций, дополнительного источника тепла и т.д.);
- При проектировании одновременно на нескольких смежных площадках необходимо использовать возможность более рационального и эффективного размещения ТТ с учетом всей проектируемой площади.

Термометрические исследования на объектах с установленными системами ТСГ в ООО НПО «Фундаментстройаркос» имеют достаточно богатую историю (см. таблица 1).

Около четверти всех рассматриваемых ТТ установлены на объектах с системами ТСГ, находящимися на территории Уренгойского месторождения с примыкающими к нему территориями г.Новый Уренгой, ст.Фарафонтьевская, Восточно-Уренгойского и Северо-Есетинского месторождений, трасс газопроводов. Среди таких объектов отмечаются УКПГ, ДКС, другие инженерные сооружения и различные здания промышленно-бытового назначения. На указанной территории самыми первыми объектами, на которых в октябре 1989г. начались регулярные термометрические наблюдения силами ООО НПО «Фундаментстройаркос», стали ЦПС-2 и ДКС-2 в районе г.Новый Уренгой.

В ноябре 1997 г., начались термометрические исследования на территории Харасавэйского

месторождения. Они были проведены на ряде объектов - промежуточном складе ГСМ, производственном корпусе АО "Ямалавтосервис", тепловой стоянке строительной техники треста ЯСГД.

Начало термометрических наблюдений на территории Заполярного месторождения приурочено к апрелю-маю 1998г. Их объектами стали теплые стоянки, агрегаты и ЗРУ ПАЭС-2500, котельная «Вайсман».

На 11 объектах с системами ТСГ, находящихся на территории Юбилейного месторождения, проводится термометрический мониторинг грунтов. Началось все с пожарного депо в ноябре 2000 г.

На Ямбургском месторождении первым объектом с системами ТСГ, на котором проводились термометрические измерения (март 2002 г.), стало здание РЭУ в пос.Ямбург.

В сентябре 2002 г. начались наблюдения за температурой грунтов в основании объекта с системами ТСГ на территории Медвежьего месторождения. Это было здание столовой ВЖК на ГП-7.

Несколько позднее, в июне 2003 г. проведены первые термометрические наблюдения на территории Самбургского месторождения и пос. Самбург в грунтах под технологическим корпусом подготовки газа и конденсата, резервуарным парком метанола, служебно-эксплуатационным блоком с узлом связи.

На территории Бованенковского месторождения находится больше всего объектов с установленными системами ТСГ (136 объектов). Для проведения термометрических наблюдений построены 343 ТТ. Первые такие наблюдения начались в июле 2004 г. в грунтах под зданиями тепловой стоянки и поезде промбазы ГП-1.

Характерной особенностью для объектов на территории Южно-Русского месторождения стало отсутствие систем ГЕТ и ВЕТ, что компенсировалось установкой значительного числа ТК (около семи тысяч устройств). История термометрических измерений началась там в мае 2006г. на объектах УКПГ.

Еще раньше, чем на месторождениях углеводородного сырья, начались термометрические исследования на объектах с системами ТСГ производства ООО НПО«Фундаментстройаркос», расположенных непосредственно в населенных пунктах.

Первым из них стоит г.Надым, имеющий длинный ряд термометрических измерений (с января 1995 г.) для находящегося в нем жилого дома №10, в основании которого установлено более 500 ТК и 18 контролирующих их ТТ.

На следующий год в мае-июне 1996 г. были проведены в г. Лабытнанги первые термометрические наблюдения на объектах с системами ТСГ - зданиях ГОВД и 84-квартирного дома по ул. Дзержинского.

В г. Салехарде почти в это же время начались измерения температур грунтов оснований зданий Салехардского РКЗ и аэровокзала, обладающих длинными рядами термометрических измерений, начавшихся, соответственно, в июне 1996 г. и октябре 1999 г.

За пределами ЯНАО имеется яркий пример широкомасштабного использования систем ТСГ для замораживания грунтов оснований – Ванкорское месторождение на севере Красноярского края. Там всего установлено на 58 объектах около 300 систем ГЕТ и свыше 63 тысяч ТК, включая магистральный нефтепровод Ванкор – Пурпе. Для контроля их работы проводится регулярный мониторинг температур грунтов оснований в 362 ТТ. Эти наблюдения начались в апреле 2006 г. с резервуаров объемом 5000 м³ для хранения дизельного топлива на площадке УПСВ-Ю и хранения воды для пожаротушения на площадке ЦПС.

Значительно раньше, в ноябре 2002г. первые за пределами территории ЯНАО измерения температур грунтов оснований объектов с системами ТСГ были проведены на золото-серебряном месторождении «Хаканджинское» (здание золотоизвлекательной фабрики), расположенном на севере Хабаровского края. Представления о географии работ по установке систем ТСГ дополняют еще три отдаленных территории.

В районе г. Мирный (Восточная Якутия) получен уникальный опыт успешного замораживания и стабилизации грунтов тела плотин на р.Лиендокит и гидроузла на р.Ирелях с помощью систем ТСГ производства ООО НПО «Фундаментстройаркос». В этом районе системы ТСГ также установлены на других объектах: основаниях зданий и сооружений промышленно-бытового назначения Мирнинского ГОКа, КНС промстоков, , установке биологической очистки бытовых сточных вод. Начался термометрический мониторинг в январе 2004 г. с хвостохранилища первой очереди Мирнинского ГОКа.

Разнообразные и достаточно масштабные работы по установке и использованию систем ТСГ проведены в Ненецком автономном округе, в районе пос.Варандей. Эти системы использованы для замораживания и стабилизации грунтов оснований зданий и инженерных сооружений Варандейского нефтяного отгрузочного терминала, базы МТС «Дресвянка», Южно-Хыльчюнского нефтегазового месторождения. Термометрические наблюдения на данной территории начались в марте и мае 2006 г., соответственно, на объектах «Маслосклад» и «Гараж закрытый».

В 2006 г. наблюдения за температурами грунтов осуществлены на объектах с системами ТСГ, относящихся к магистральному газопроводу «УКПГ Западно-Озерного месторождения – АГРС г. Анадырь» (Чукотский автономный округ).

Термометрические исследования грунтов под резервуарным парком пускового комплекса №1 Верхнечонского нефтегазового месторождения, находящимся на трубопроводной трассе «Восточная Сибирь – Тихий океан» в северной части Иркутской области, проведены в декабре 2008 г.

Таким образом, вслед за масштабным вторжением в районы распространения криолитозоны технологий замораживания и стабилизации температурного режима грунтов оснований зданий и сооружений с помощью систем ТСГ производства ООО НПО «Фундаментстройаркос» там развернулись активные термометрические исследования, входящие в состав программы геотехнического мониторинга. В результате получены уникальные данные по температурам грунтов оснований зданий и сооружений из более чем трех тысяч термометрических скважин с длиной рядов наблюдений до 10-15 лет. Кроме практической пользы для достоверной и своевременной оценки состояния температурного поля грунтов, эффективности работы систем и устройств ТСГ по промораживанию грунтов, теплоизоляции зданий и сооружений, поиска и нейтрализации на объектах техногенных источников повышенного тепловыделения, от полученных данных несомненен большой научный вклад в изучение процессов и динамики теплообмена грунтов и построенных на них техногенных объектов. Особенно это актуально в свете возрастающей популярности современных научных гипотез о глобальном потеплении климата.

Литература

- Волкова Е.В. 2011. Анализ геокриологического мониторинга систем температурной стабилизации грунтов оснований в районах Крайнего Севера: Всероссийская научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов «Стратегия инновационного развития, строительства и освоения районов Крайнего Севера», 19-20 апреля 2011. – Тюмень, с. 12-32 (на русском языке)
- ГОСТ 25358-82. 1982. Грунты. Метод полевого определения температуры (на русском языке)
- Долгих Г.М. et al. 2002. Практический опыт строительства оснований зданий и сооружений в условиях ВМГ. – Тюмень, ООО НПО «Фундаментстройаркос» (на русском языке)
- Ершов Э.Д. 2002. Общая геокриология. – М., Изд-во МГУ, 685 с. (на русском языке)
- СНиП 2.02.04-88. 1988. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. – М., ГУП ЦПП, 52 с. (на русском языке)
- СТО Газпром 2-2.1-435-2010. 2010. Проектирование оснований, фундаментов, инженерной защиты и мониторинга объектов ОАО «Газпром» в условиях Крайнего Севера (на русском языке)
- Экологический энциклопедический словарь. 2000. – М., Издательский дом «Ноосфера», 930 с. (на русском языке)



Связь деформаций отложений с криогенными образованиями на западном Ямале

О.Л. Опокина, Е.А. Слагода, А.И. Баженов
Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

Получены данные о строении верхнеплейстоцен-голоценовых отложений Западного Ямала. В разрезах изучены складчатые и складчато-разрывные деформации. Они связаны с голоценовыми сингенетическими полигонально-жильными льдами и с инъекционными залежами льда, осложненными лакколитами и клиньями. Выявлены деформации, вызванные протаванием и просадкой отложений в таликах, процессами пучения при промерзании таликов и сезонно-талого слоя. Установлено, что складки и разрывы в отложениях мыса Марре-Сале в основном имеют криогенный генезис.

Ключевые Слова: Деформации отложений; повторно-инъекционные пластовые льды; полигонально-жильные льды.

Введение

В верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях Западного Ямала широко распространены складчатые и разрывные деформации разных масштабов. Однотипные нарушения первичного залегания пород вызывают различные геологические, в том числе наложенные или синхронные криогенные процессы. Для определения происхождения деформаций в криолитозоне необходимо не только изучение их изменчивости в пространстве, но и выявление наличия или отсутствия связей с подземными льдами.

В отложениях Западного Ямала разными авторами выделялись повторно-жильные и трещинно-жильные льды, мощные пласты и линзы слоистого льда на разных уровнях, льды сложной формы в виде штоков и лакколлитов. Деформации толщ, вмещающих залежеобразующие льды, объяснялись седиментационными и диагенетическими процессами, тектоническими движениями блоков, активизацией разломов, движением ледников и проявлением криогенных процессов (Данилов 1983, Крицук 2010, Кузин и Астафьев 1975, Мельников и Спесивцев 2000, Стрелецкая и др. 2006, Forman et al. 2002).

В 2008-2010 гг. в районе полярной станции Марре-Сале Западного Ямала проведены детальные криолитологические исследования отложений (Рис. 1). Район исследований расположен в прибрежной части террасированной поверхности, формирование которой связано с трансгрессиями, регрессиями моря и неотектоническими движениями (Трофимов и др. 1987). В пределах II и III морских террас распространены эрозионные, термокарстовые, озовые и полигональные формы рельефа. В береговых обнажениях на протяжении 4 км (южнее р. Марре-яха), вскрываются казанцевско-ермаковские дислоцированные прибрежно-морские глины с линзами песков, каргинские и сартанские континентальные пески и супеси, в которые вложены голоценовые озерно-болотные и озовые отложения. Они характеризуются невыдержанностью залегания по латерали, разнообразием деформаций, криогенных текстур и залежеобразующих льдов (Криосфера нефтеконденсатных месторождений 2006, Formanet

al., 2002, Каневский и др. 2005, Стрелецкая и др. 2006, Васильев и др. 2007).



Рис. 1. Схема расположения ключевого участка Марре-Сале

О геологическом строении отложений неоплейстоцена Западного Ямала накоплено много данных, поэтому при исследованиях основное внимание уделялось изучению соотношений разных типов криогенных образований с вмещающими породами и друг с другом. В разрезах выявлены складчатые и разрывные деформации, связанные с пятнами-медальонами, полигонально-жильными системами, с инъекционными, повторно-инъекционными и сегрегационными залежами пластового льда, с вытаявшими буграми пучения, термокарстовыми образованиями.

В верхних частях разреза Марре-Сале широко распространены мелкие деформации отложений, характерные для форм, сформировавшихся в результате пучения и конвекции – пятен-медальонов, протаявших бугров пучения и криотурбаций отложений сезонно-талого слоя. Криотурбации наиболее часто встречаются в пределах водоразделов, промерзающих озерных котловин, долин рек и ручьев. Они приурочены к отложениям сезонно-талого слоя, мощность которого достигает 0,3-1,5 м (Васильев и др. 2006) и отсутствуют в однородных песчаных разрезах.

Пятна-медальоны в районе исследования широко распространены на поверхности III морской террасы в пределах полигональных блоков. В плане они представляют собой участки округлой или неправильной формы, лишенные растительности и оконтуренные минеральным валиком (Рис. 2). Размеры пятен по диагонали достигают 1 м и расположены друг от друга на расстоянии от 0,1 м. В разрезе, под пятном-медальоном, вскрываются мелкозернистые пески с линзами оторфованной супеси и суглинки с прослоями торфа. Отложения разорваны и изогнуты вверх внедрениями нижележащих пылеватых песков. Супеси и пески в канале внедрения смяты и перемешаны, в центре приобретают вертикальное залегание. В разрезе ширина деформированной структуры достигает 1,4 м, вертикальные размеры ограничены мощностью сезонно-талого слоя и составляют 1,2 м. Образование пятен-медальонов связано с промерзанием обводненного сезонно-талого слоя (Романовский 1993).

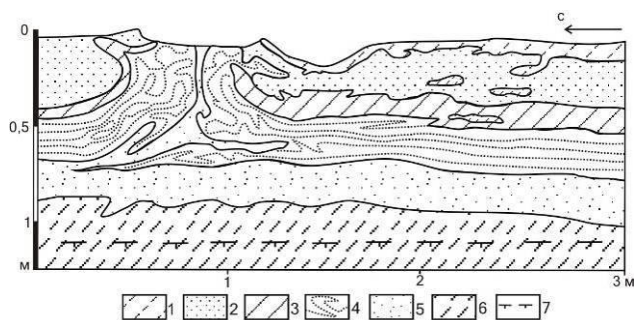


Рис. 2. Строение пятна-медальона в разрезе

1 – темно-коричневая оторфованная супесь; 2 – коричневые мелкозернистые пески; 3 – серые суглинки с прослоями торфа; 4 – серые тонкозернистые пески; 5 – желто-коричневые пылеватые пески; 6 – серые супеси; 7 – кровля многолетнемерзлых пород.

В верхних частях разреза выделено три разновидности голоценовых полигонально-жильных льдов, сингенетический или эпигенетический тип формирования которых был определен по их строению, химическому и изотопному составу, соотношениям с криогенными текстурами и деформациям вмещающих пород (Опокина 2010).

К первой разновидности отнесены сингенетические ледяные жилы, залегающие в отложениях хасыреев. Они имеют клиновидную форму и небольшие размеры – по вертикали достигают 1,5-2 м, ширина в верхней части 0,2-1 м. Вблизи их контактов, во вмещающих отложениях, фиксируются незначительные смятия – горизонтальная слоистость и поясковые криотекстуры слабо изогнуты вверх (Рис. 3), что указывает на более высокую скорость роста жил относительно скорости осадконакопления (Втюрин 1975).

Полигонально-жильные льды с каймами переплавленного льда, формировавшиеся за счет атмосферных осадков, отнесены ко второй разновидности сингенетических полигонально-жильных льдов. Они отличаются более крупными размерами (по вертикали 3 м, ширина в верхней части

2 м) и залегают в озерно-аллювиальных глинистых песках (5200 ± 110 лет COAH-7942, 7910 ± 140 лет COAH-7941), деформируя их с образованием крутых синклиналиных складок. Амплитуда складок достигает 1-1,5 м. Деформации вмещающих субэдральных отложений вызваны медленным ростом полигонально-жильных льдов на фоне более интенсивного осадконакопления.

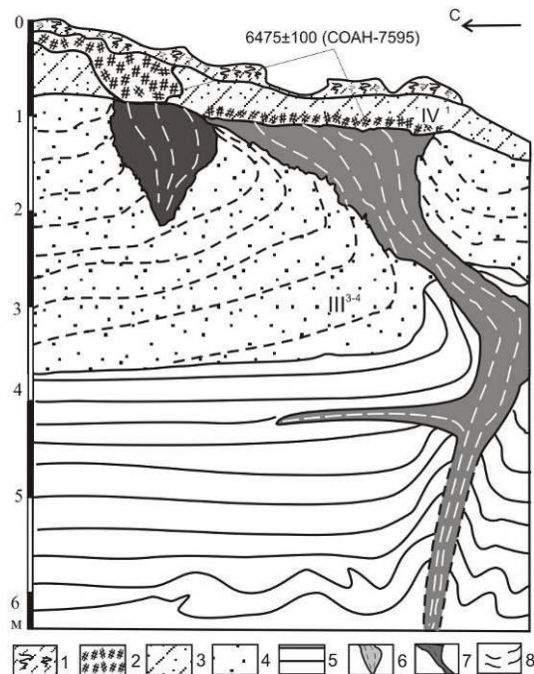


Рис. 3. Складчатые деформации на контакте с

инъекционными и полигонально-жильными льдами
1 – покровный супесчаный горизонт; 2 – линзы и прослои аллохтонного торфа; 3 – светло-коричневатые супеси; 4 – пески серые с линзами супесей; 5 – морские темно-серые глины; 6 – полигонально-жильные льды; 7 – фрагмент инъекционного ледяного тела; 8 – слоистость.

К третьей разновидности отнесены эпигенетические полигонально-жильные льды, которые сверху надстраивают выступы инъекционных залежей льда (Рис. 4). Они имеют столбчатую форму и небольшие размеры, их окончания, расщепленные на многочисленные вертикальные прослои, внедряются и облекают кровлю инъекционного льда. Вмещающие породы вблизи ледяных жил круто изогнуты вниз и образуют узкие гребневидные синклиналиные складки – реликты псевдоморфозы по вытянутой части инъекционного льда. Между псевдоморфозами выпуклые вверх слои песков с амплитудой до 0,5 м формируют плоские антиклиналиные складки.

Кривые изогнутые эпигенетические клинья инъекционного льда сохранились в льдистых, вероятно, каргинских прибрежно-морских глинах (см. Рис. 4), в 0,3 км южнее полярной станции. Они разрывают и расплющивают супеси, суглинки с прослоями песков, линзами прозрачного сегрегационного льда и темно-серые глины с сетчатыми криогенными текстурами.

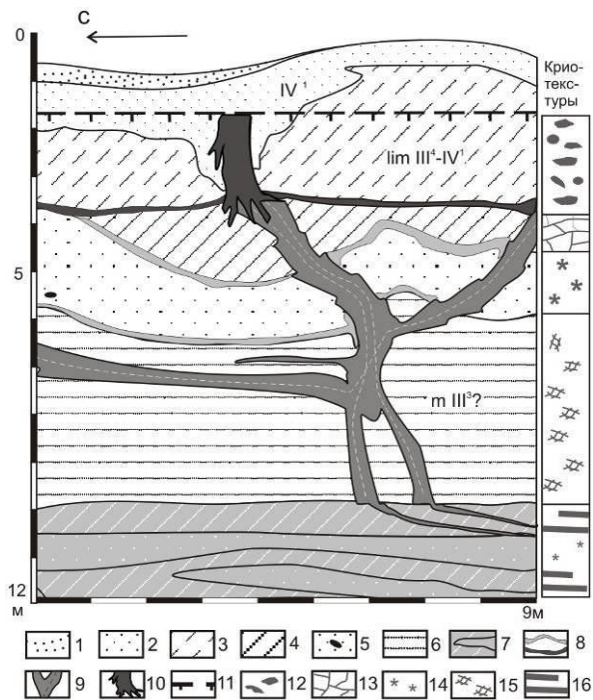


Рис. 4. Схема расположения в разрезе эпигенетических инъекционных клиньев (жил)

- 1 – золотые палевые пески; 2 – светло-серые тонкие пески мелководных озер; 3 – озерные светло-коричневатые супеси; 4 – озерные темно-серые суглинки; 5 – отложения временных водотоков – пески серые с линзами супесей; 6 – морские темно-серые глины; 7 – прибрежно-морские коричнево-серые суглинки с линзами песков, алевроитов; 8 – наклонные, горизонтальные линзы и прослои льда; 9 – эпигенетические ледяные клинья (жилы); 10 – голоценовая ледяная жила; 11 – кровля многолетнемерзлых пород; криотекстуры: 12 – атакситовая; 13 – линзовидно-сетчатая; 14 – массивная; 15 – решетчатая; 16 – линзовидно-слоистая.

Слои песков на контакте с клиньями льда сжаты – их кровля поднята вверх, нижняя граница опущена. Из песков в текстурный лед выдавлены цепочки воздушных пузырьков. Вблизи ледяных тел, контакты глины с текстурным льдом подчеркнуты гидроокислами железа. Ниже по разрезу клинья расщепляются на крупные прожилки, на глубине 9-10 м внедряются в кровлю пластового льда, резко уменьшаются по ширине и круто изгибаются. Все это свидетельствует о разрыве мерзлых толщ, пластовой залежи льда и боковом давлении на вмещающие мерзлые породы при формировании эпигенетических клиньев льда.

С повторно-инъекционными льдами в виде штоков и лакколлитов, осложняющих верхнюю залежь, пространственно связаны крупные складчатые деформации в верхнелепесточен-голоценовых озерно-аллювиальных отложениях (Слагода и др. 2010). Они вскрываются в 0,7 км южнее станции Марре-Сале в термоцирках III террасы на протяжении 0,3 км. Горизонтальная часть залежи приурочена к контакту морских глин с линзами песков с линзовидно-слоистой криотекстурой и пестрых песков с охристыми и черными пятнами соединений железа, с массивной и линзовидной криотекстурами (Рис. 5). Лакколлиты залегают в озерных супесях и песках с автохтонной растительностью (10930±105 лет СОАН-7597). Возраст этих отложений позднелепесточеновый – раннеголоценовый (Forman et al. 2002).

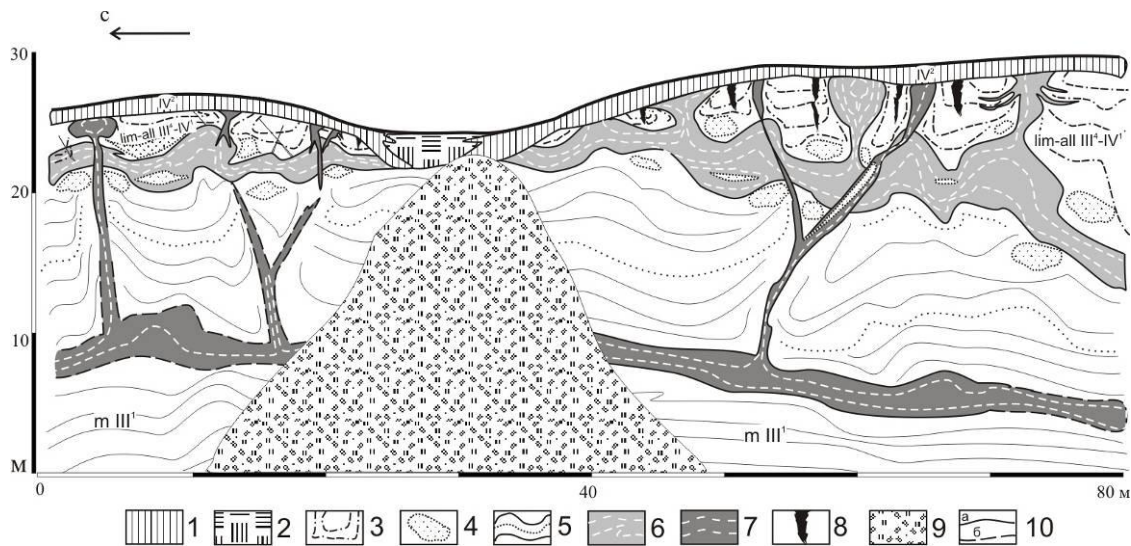


Рис. 5. Схема расположения в разрезе верхней и средней инъекционных залежей льда, осложненных лакколитами

- 1 – покровный горизонт; 2 – линзы и прослои аллохтонного торфа; 3 – озерные супеси и пески с автохтонной растительностью; 4 – пестрые пески; 5 – морские темно-серые глины; 6 – верхняя залежь льда; 7 – средняя залежь льда; 8 – полигонально-жилые льды; 9 – осыпь; 10 – границы достоверные (а), предполагаемые (б).

Вертикальные выступы верхней залежи льда, в зависимости от объема вытаявшего сверху льда и

плоскости среза, имеют разные размеры и форму: целые лакколлиты; штоки – остатки лакколлитов с

вытаившим куполом; антиклинальные складки верхней залежи – срезанные в местах изгиба слою льда (Слагода и др. 2012 в печати).

Вертикальные размеры ледяных тел достигают 7-10 м, диаметр в верхней части – 10-15 м. Горизонтальная слоистость и поясковые криогенные текстуры озерных отложений разорваны, загнуты вверх и запрокинуты вблизи расширенной части лакколитов с образованием лежащих складок. Амплитуда складок достигает 3-4 м, а ширина – 4-5 м. Сверху криогенные образования и вмещающие породы размыты и перекрыты эоловыми, озерными песками с линзами торфа (3410 ± 60 лет СОАН 7595).

Со средней залежью инъекционного льда пространственно связаны малоамплитудные складчатые деформации морских глин. Горизонтальный, слабо выпуклые и наклонные фрагменты пласта льда, мощностью 2-4 м, местами вскрываются в средней части разреза на высоте 5-9 м над уровнем моря (см. Рис. 5). Эта залежь льда местами осложнена вертикальными выступами льда в виде клиньев и лакколитов шириной 1,5- 3 м и высотой до 12-15 м. Эти выступы средней залежи дислоцируют вмещающие глины, пестрые пески, супеси с образованием складок и верхнюю пластовую залежь повторно-инъекционного льда.

Инъекционные льды иной морфологии вскрываются севернее станции Марре-Сале. Их нижние концы прослеживаются от уреза моря до кровли морских глин в виде клиновидных трещин – узких со льдом или сомкнутых, с ожеженными стенками. Выше ледяные трещины прорывают блоки песков между полигонально-жильными льдами, расширяются и расщепляются на наклонные прожилки и клиновидные ледяные тела. В верхней части разреза их вертикальные размеры достигают 6 м. В плане слоистые лакколиты изометричные, диаметром до 8-10 м, имеют концентрическое строение. Вблизи таких лакколитов глины и суглинки с массивной и атакситовой криотекстурами круто изогнуты вверх на 1,5-2 м, а вышележащие слоистые пески и супеси с линзовидной криотекстурой смяты в лежащие складки с амплитудой до 2 м и шириной 2,5-3 м (см. Рис. 3).

В нижней части разреза, под слоистыми лакколитами, казанцевские морские глины пересечены многочисленными трещинами и характеризуются вертикальной слоистостью, подчеркнутой линзами светлых алевроитов и песков. Отложения смяты в складки, среди которых выделено три морфологических типа. Крупные пологие ассиметричные синклиналильные складки, размером до 100 м и более, с амплитудами – первые метры. Складки среднего размера, симметричные антиклинальные гребневидные складки с круто и вертикально-наклонными слоями, плавные синклиналильные сундучные складки. Вертикальный размер антиклинальных складок 8-10 м, ширина 1-3 м. Ширина синклиналей достигает 15-30 м. Мелкие складки (до 1-2 м), завороты, флексурообразные перегибы осложняют крупные складки.

Складки, связанные с вытаиванием сложных залежей инъекционного льда и полигонально-

жильных льдов, установлены в табериновом комплексе под днищем осушенного хасырея вблизи устья ручья у полярной станции. На распространение таберальных образований в толще м. Марре-Сале впервые указал М.З. Каневский (2005). Протаивание толщ сопровождалось постепенной просадкой неоплейстоцен-голоценовых супесей, подстилающих песков и глин. В глинах присутствуют гофрированные складки, подчеркнутые прослоями песка, и посткриогенная отдельность, соответствующая первичной сетчатой криогенной текстуре (Рис. 6). С последующим эпигенетическим промерзанием глин связаны массивные криогенные текстуры и ломаные шпильки льда вблизи подошвы талика. Вышележащие пески и супеси заполняют понижения кровли глин с образованием синклиналильных складок, над выступами глин они имеют вертикальную слоистость (Рис. 7).

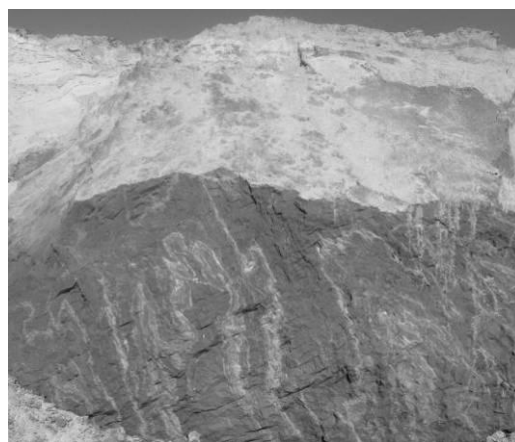


Рис. 6. Складчатые деформации и посткриогенная плитчатая отдельность в таберинованных глинах



Рис. 7. Синклиналильная складка в таберинованных неоплейстоцен-голоценовых песках над глинами

Сегрегационная пластовая залежь по простиранию – 300 м, максимальной высоты – 6 м вскрывается в 3-3,5 км южнее станции Марре-Сале, внизу обнажения высотой 12-17 м. Залежь залегает в виде крупной антиклинальной складки. Слоистость льда в целом параллельна слоистости перекрывающих мерзлых суглинков, глин с прослоями песков и алевроитов, с решетчатыми и плитчатыми криогенными текстурами. Кровля глинистых пород размыта и перекрыта покровным слоем песков с

криотурбациями. Форма и крупная складчатость залежи определялись конфигурацией фронта промерзания, низкой скоростью промерзания и водонасыщенностью засоленных глинистых осадков.

Структуры протаявших бугров пучения с псевдоморфозами по ледяным жилам вскрыты в береговых уступах низкой озерно-морской террасы в 12 км южнее станции Марре-Сале. В изученном разрезе бугор представлен тремя горизонтами: сверху слой с псевдоморфозами, в середине коричневые пески с гумусированными затеками суглинка, внизу светло-серые пески. Псевдоморфозы клиновидной формы, с шириной в верхней части 0,3 м и 0,7 м по вертикали, внизу изогнуты подъемом бугра, а вмещающие их пески ожелезнены и разбиты трещинами, параллельными поверхности бугра. Коричневые пески с затеками суглинка имеют следы высокой льдистости – мелкосетчатую посткриогенную текстуру, перемяты и выдавлены вверх. В светло-серых песках отмечены частые вертикальные ожелезненные трещины – следы вытянувшихся шпиров льда. Все это указывает на то, что бугор имел ледяное или ледо-грунтовое ядро, формировавшееся при промерзании сверху водонасыщенных песков над водоупором. Вершина бугра развезена, высота его – 2,5 м, ширина более 4 м.

Полученные данные о строении верхнелепесточен-голоценовых отложений Западного Ямала свидетельствуют о том, что складчатые и складчато-разрывные деформации мелкого масштаба связаны с процессами криогенного пучения; слабые складчатые деформации связаны с сингенетическими полигонально-жильными льдами; крупные складчатые деформации в озерно-аллювиальных и морских отложениях обусловлены образованием повторно-инъекционных штоков и лакколитов льда и сегрегационных залежей льда. Складчатые деформации сопряжены с разрывными деформациями, вызванными морозобойным растрескиванием, пучением и разрывом мерзлых толщ под действием криогенного давления при промерзании таликов. Образование складок в мерзлых верхнелепесточен-голоценовых отложениях Западного Ямала в основном обусловлено формированием вторичных повторно-инъекционных залежей льда.

Благодарности

Работа выполнена в рамках фундаментальных программ МПГ 2007/2008, Президиума РАН 20.6 и 20.7, ОНЗ РАН-11.4.

Литература

Васильев А.А., Якимов А.С., Широков Р.С., Нагорнов Д.И. 2007. Особенности береговых обнажений Западного Ямала. Тезисы конференции:

- Криогенные ресурсы полярных регионов. Т.1. Пушино: 111–112.
- Васильев А.А., Симонов С.А., Стрелецкий Д.А. 2006. Оценка реакции криолитозоны на климатические изменения (на примере Западного Ямала). Доклады конференции: Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений. Т.1. Тюмень, ТГНГУ: 62–65.
- Втюрин Б.И. 1975. Поземные льды СССР. М.: Наука, 215 с.
- Данилов И.Д. 1983. Методика криолитологических исследований. М.: Недра, 200 с.
- Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. 2005. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере Марре-Сале). Криосфера Земли. Т. IX. № 3: 16–27.
- Криосфера нефтеконденсатных месторождений полуострова Ямал. В 3 т. Т.1: Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения. 2006. Под ред. Ю.К. Васильчука, Г.В. Крылова, Е.Е. Подборного. Тюмень: ООО «ТюменьНИИгазпрогаз», СПб.: Недра, 347 с.
- Крицук Л.Н. 2010. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 352 с.
- Кузин И.Л. и Астафьев Н.Ф. 1975. Криогенные дислокации на западном побережье полуострова Ямал. Известия ВГО. Т.107. № 6: 510–515.
- Мельников В.П. и Спесивцев В.И. 2000. Криогенные образования в литосфере Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 343 с.
- Опокина О.Л. 2010. Происхождение деформаций криолитогенных четвертичных отложений Карского региона. Автореф. Дис. кан. геол.-минер. наук. Тюмень, 20 с.
- Романовский Н.Н. 1993. Основы криогенеза литосферы. М.: МГУ, 335 с.
- Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. 2010. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала. ДАН. Т.432, №2: 264–266.
- Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. 2012. Строение и разновидности подземных льдов в верхнелепесточен-голоценовых отложениях Западного Ямала (мыс Марре-Сале). Криосфера Земли. № 1. (в печати).
- Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. 2006. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала. Криосфера Земли. Т. X. № 2: 68–78.
- Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К., и др. 1987. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 224 с.
- Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H. 2002. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia. Quaternary Res, V.57: 355–370.



Возможности промышленного природопользования в пределах болотных ландшафтов и торфяников криолитозоны Большеземельской Тундры

Г.Г. Осадчая

Институт управления, информации и бизнеса, кафедра экологии и природопользования, Россия

Н.В.Тумель

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Реферат

При организации промышленного природопользования в криолитозоне необходимо помнить о временном его характере и организовать его с наименьшим ущербом природным экосистемам. Предлагается использовать участки, сложенные с поверхности органогенными грунтами. Проанализированы возможности использования ландшафтов болот и торфяников. Для различных геокриологических подзон в зависимости от геоэкологических особенностей, интенсивности современного проявления криогенных процессов, условий обводнения рекомендованы к промышленному освоению определенные группы урочищ; также определены урочища, не рекомендованные к освоению. Рассмотрено влияние современного климатического тренда на устойчивость геосистем, развивающихся на органогенных грунтах.

Ключевые Слова: Геокриологическая зональность; болота; торфяники; промышленное природопользование.

Криолитозона Большеземельской тундры располагается в пределах ландшафтных зон и подзон тундры, преимущественно южной кустарниковой (распространение многолетнемерзлых пород – ММП - сплошное), южной и северной лесотундры (соответственно массивно-островное и прерывистое распространение ММП) и северной части крайнесеверной тайги (островное распространение ММП) (Маслов, Осадчая, Тумель, 2005). Практически любой нетрадиционный вид хозяйственной деятельности в криолитозоне ориентирован на добычу полезных ископаемых и поэтому связан с определенным сроком природопользования. Пространственно это освоение заключается в создании и функционировании площадной и линейной инфраструктуры нефте- и газодобычи.

При организации промышленного природопользования в криолитозоне необходимо помнить о временном его характере и организовать его таким образом, чтобы нанести наименьший ущерб природным экосистемам, размещать производственную инфраструктуру на участках, характеризующихся максимальным потенциалом самовосстановления. В этом случае можно сохранить не только экологические функции ландшафта, но и обеспечить социальную составляющую устойчивого развития – возможность вести традиционное природопользование на базе сохраненных биологических ресурсов.

Традиционно при освоении новых территорий на Севере наименее привлекательными для использования служат участки, сложенные органогенными грунтами (торфами). В практике стараются избегать таких участков и располагать объекты обустройства по возможности на минеральных грунтах, которые в криолитозоне представляют собой экологически или социально значимые территории - защитные леса, тундровые

оленьи пастбища. Однако если ставить во главу угла интересы устойчивого развития, необходимо отказаться от такой практики и при создании производственной инфраструктуры ориентироваться и на участки, сложенные с поверхности органогенными грунтами.

Органогенные грунты региона приурочены к группами урочищ болот и торфяников. За редким исключением (полигональные торфяники) эти участки характеризуются высоким потенциалом самовосстановления, особенно болота. По результатам исследований ученых Института биологии Коми научного центра УрО РАН после механических нарушений самовосстановление экосистем происходит за 5-30 лет, при применении различных приемов природовосстановления – срок уменьшается. Как показали наши исследования, в том числе полевые, геосистемы болот и торфяников характеризуются определенным спектром криогенных процессов, их видами и степенью современной активности. Эти процессы могут ограничивать возможности промышленного использования данных территорий. Криогенные процессы принципиально различны для южной и северной криолитозоны (южная: подзоны островного и массивно-островного, северная – прерывистого и сплошного распространения ММП), что позволяет говорить о зональной дифференциации при определении возможностей промышленного использования для этих урочищ.

Для крайнесеверной тайги характерно островное (спорадическое) распространение ММП, где мерзлыми породами занято не более 10% площади. Органогенные грунты слагают с поверхности выпуклые торфяники, различные виды болот (грядово-мочажинные и мочажинные, травяно- и осоково-моховые, топяные, кустарниково-кустарничково-моховые и т.п.).

Многолетнемерзлые породы в этой геокриологической подзоне приурочены за редким исключением только к участкам озерно-болотных отложений, сложенных в верхней – части торфом. На уровне урочищ это выпуклые торфяники, отдельные участки грядово-мочажинных болот, где ММП слагают положительные формы мезорельефа – бугры, гряды. В отдельных случаях в пределах болот развиваются новообразования мерзлоты. Она считается очень неустойчивой, даже при отсутствии антропогенного воздействия в условиях потепления климата возможна ее деградация. Наши исследования позволяют откорректировать традиционные представления об этих ММП и степени активности криогенных процессов в рассматриваемой подзоне островного их распространения.

Во-первых, геоморфологическая приуроченности ММП значительно шире, чем считалось ранее: крупные массивы выпуклых торфяников зафиксированы не только ниже абсолютных отметок 110-120 м, но и на высоких ледово-морских водоразделах до 180 м (восточный сектор региона). Мерзлые бугры на этом урочище занимают 40-75% его площади. Во-вторых, крайнеюжная мерзлота не является неустойчивым образованием в условиях потепления климата, а, напротив, это зона активного современного образования островов ММП. Утверждение о том, что именно с юга криолитозоны начнется деградация мерзлых пород справедливо лишь отчасти. Южная мерзлота региона – это практически всегда торфяники с их высокой льдистостью, что делает их инертными, относительно устойчивыми ландшафтами даже по отношению к жестким механическим антропогенным нарушениям теплообмена, не говоря уже о мягком постепенном трендовом потеплении. При полевых исследованиях были зафиксированы многочисленные случаи роста торфяных бугров в пределах не только торфяников, но и болот (Осадчий, Осадчая, 2008), причем на последних – на участках с древесной растительностью, хотя традиционно считалось, что древесная растительность для урочищ южной криолитозоны – индикатор отсутствия ММП в их пределах.

В целом, при определении в подзоне площадей, пригодных к промышленному освоению, следует отказаться от использования участков выпуклых торфяников, где активное и достаточно широкое распространение процессов пучения не может гарантировать устойчивость природно-техногенных систем. На болотах площади развития криогенных процессов незначительны, поэтому для них ограничения к использованию могут быть связаны с мощностью торфа, степенью увлажнения и т.п., то есть из площадей, пригодных к обустройству, следует исключить топяные, грядово-мочажинные (мочажинные), травяно-моховые болота, кустарниково-кустарничково-моховые болота с большой (>5 м) мощностью торфа, а также все проточные болота (высокая геоэкологическая значимость).

Для южной лесотундры характерно массивно-островное распространение ММП, где мерзлые

породы занимают 10-50 % площади. Органогенными грунтами здесь также сложены участки болот и торфяников – плоских и выпуклых. Для торфяников характерно развитие сквозных таликов в межбугровых понижениях.

Что касается криогенных процессов, наши исследования показали, что они активно развиваются на урочищах выпуклых торфяников и имеют те же характеристики, что и в подзоне островного распространения ММП. Мерзлота на плоских торфяниках стабильна, развития заметных процессов пучения либо термокарста не отмечено. На болотах, также как и в подзоне островного распространения ММП, идет новообразование мерзлоты, правда не столь активное. Однако там, где присутствует древесная растительность, новообразований не встречено.

В целом рекомендуется отказаться от использования участков выпуклых торфяников, но возможно использование плоских торфяников.

В урочищах болот идет новообразование ММП, но весьма ограниченное по площади. В целом болота за исключением некоторых видов (топяные, травяно-моховые и т.п.), также пригодны к обустройству. Следует, однако, также отказаться от вовлечения в хозяйственный оборот проточных болот из-за их высокой геоэкологической значимости.

Таким образом, в южной криолитозоне активное развитие криогенных процессов (многолетнее пучение с новообразованием ММП различного морфологического облика) ограничивает использование урочищ выпуклых торфяников. Общий климатический тренд потепления не означает затухания этих процессов и, следовательно, безусловную деградацию мерзлоты (Тумель, Осадчая, 2006).

В северной криолитозоне, также как и в южной, к участкам развития органогенных пород приурочены группы урочищ болот и торфяников.

Проведенные исследования выявили, что собственно болота (практически отсутствуют ММП за исключением новообразований) встречаются только в подзоне прерывистого распространения мерзлоты и развиты ограниченно. Процессы пучения проявляются крайне вяло, местами вообще не отмечаются. Кустарниково-кустарничково-моховые болота в принципе вполне пригодны для размещения объектов обустройства (за исключением проточных); строить на травяно-моховых болотах не рекомендуется из-за крайне неблагоприятных инженерно-геологических характеристик грунтов.

Болотный тип растительности характерен и для термокарстовых понижений, где высокотемпературные ММП занимают в подзоне прерывистого распространения мерзлоты от 70 до 100% площади, сплошного – развиты повсеместно (отмечены редкие участки нессливающихся ММП). Для этих урочищ также не характерно активное развитие процессов многолетнего пучения; строительство на мерзлых участках (при соблюдении определенных требований) возможно ограниченно.

Что касается урочищ торфяников, то в северной криолитозоне широко представлены следующие их

основные виды: плоские (в том числе заозеренные), выпуклые, полигональные, хасыреи. Отнесение хасыреев к группе торфяников условно и связано со сходным характером растительности, урочище представляет собой днище спущенных озер.

Выпуклые торфяники встречаются только в подзоне прерывистого распространения ММП и находятся преимущественно в стабильном состоянии. Активизации криогенных процессов на них не отмечено, локально торфяные бугры разрушаются по бортам на контакте с тальми межбугровыми понижениями. Это урочище вполне можно использовать при промышленном освоении.

Заозеренные плоские торфяники развиты только в подзоне сплошного распространения ММП. Мерзлота на них существует повсеместно, ее температура от 0 до (-3,5)0 С. Это урочище рекомендуется исключать из сферы освоения, но не столько из-за сложных инженерно-геологических условий, сколько из-за статуса озерков в его пределах. В соответствии с «Водным кодексом РФ» вокруг озер, за исключением мелких, назначается водоохранная зона шириной, как правило, не более 50 м (для термокарстовых озер, имеющих преимущественно округлую форму, это правило распространяется при их диаметре более 40 м). Таким образом, при обилии мелких озер их водоохранные зоны перекрываются, занимая практически всю площадь торфяника.

Полигональные торфяники как самостоятельное урочище выделяются в подзоне сплошного распространения ММП и как фрагменты существуют в пределах плоских торфяников в подзоне прерывистого их распространения. В этих урочищах рост полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) идет и в настоящее время (Осадчая, Тумель, 2007), отмечено развитие термоабразии. Они однозначно исключаются из сферы освоения. В современных условиях эпизодическое локальное растрескивание продолжается здесь и на фоне потепления климата, особенно в подзоне прерывистого распространения ММП.

Рассматривая плоские торфяники с точки зрения их использования при промышленном освоении можно рекомендовать включать их в сферу промышленного освоения (за исключением локальных участков с ПЖЛ), так как это достаточны стабильные образования (Осадчая, Кирикова, 1998). Они представляют собой самую меньшую геоэкологическую ценность, не являются оленьими пастбищами, при грамотном освоении успешно стабилизируются и восстанавливаются. Однако необходимо учитывать пестроту геоэкологической обстановки в их пределах. Так, в подзоне сплошной мерзлоты ММП с поверхности развиты повсеместно, правда температура изменяется в широких пределах, а в подзоне прерывистой мерзлоты в межбугровых понижениях мерзлота может отсутствовать. На плоских торфяниках отмечено локальное развитие процессов термоабразии и термокарста. Наблюдения на торфяниках показывают, что при потеплении климата деградация мерзлых пород, а значит и коренная перестройка ландшафтной структуры

территории, не является неременным его следствием.

Урочища хасыреев характерны для всей северной криолитозоны, но их мерзлотные характеристики несколько различаются. Хасыреи представляют собой днища спущенных озер, активно промерзающие, с ерниково-багульниково-лишайниковыми ассоциациями на торфяных буграх и осоково-сфагновыми и осоково-разнотравными на плоских днищах. Полевые исследования выявили следующие их особенности. В подзоне прерывистого распространения ММП мерзлые породы развиты примерно на 10-70% площади хасыреев и приурочены к торфяным буграм и новообразованиям. Мерзлота, как правило, маломощная (первые метры). Активно идут процессы многолетнего пучения. В подзоне сплошного распространения ММП доля мерзлоты может быть 10-100%, мерзлота местами слоистая с верхним мерзлым слоем 2-6 м. Также активно идут процессы многолетнего пучения, рост торфяных бугров (Маслов, Осадчая, Тумель, 2005).

Хасыреи рекомендуется исключить из площадей промышленного освоения как из-за нестабильной мерзлотной обстановки и сложных инженерно-геологических условий, также из-за того, что они являются ценной кормовой базой для оленеводства. С экологических позиций, хасырей представляет собой проточную систему, то есть может стать «проводником» химического загрязнения. Кроме того, отмечены случаи, когда не только озера переходили в разряд хасыреев, но и наоборот. Было бы логично определить для хасыреев водоохранную зону, как вокруг озер, но законодательством это пока не предусмотрено.

Как результат, на зональном уровне для участков развития органогенных грунтов ограничения к промышленному использованию таковы: в южной криолитозоне не рекомендуется осваивать участки выпуклых торфяников, в северной криолитозоне - полигональные торфяники и локальные участки с ПЖЛ в пределах плоских торфяников, а также хасыреи.

На уровне урочищ не рекомендуется осваивать некоторые виды болот (однозначно все проточные), заозеренные плоские торфяники. Вместе с тем при определенных условиях (мощность торфа не более 5 м) следует вовлекать в освоение непроточные болота с невысокой степенью обводненности, плоские и выпуклые (в подзоне прерывистого распространения ММП) торфяники. Это позволит сохранить экологически и социально значимые участки (защитные леса, тундровые оленьи пастбища и т.п.), которые в настоящее время наиболее активно используются при промышленном освоении.

Общие закономерности современного проявления криогенных процессов, влияющих на интенсивность природопользования, носят следующий характер. В урочищах выпуклых торфяников наблюдается постепенное затухание криогенных процессов с юга на север от подзоны островного к подзоне прерывистого распространения ММП. В урочищах и на локальных участках полигональных торфяников более активно процесс морозобойного растрескивания

идет в подзоне прерывистого, менее активно – сплошного распространения ММП. Для групп урочищ болот максимальная активность процессов пучения наблюдается на юге в подзоне островного распространения ММП, к северу она уменьшается. Урочища плоских торфяников несмотря на климатический тренд потепления являются устойчивыми природными образованиями, процессы термокарста для них в настоящее время носят локальный характер.

Лимитированное использование ландшафтов болот и торфяников при промышленном природопользовании на Севере способствует сохранению биосферных и социальных функций территорий. Природные свойства этих ландшафтов для конкретных участков освоения могут найти отражения на геокриологических картах, в ландшафтно-индикационных таблицах при ландшафтных картах. Однако при разработке планов и проектов территориального планирования в криолитозоне целесообразно составлять специальные карты ограничений к природопользованию (Осадчая, 2009) с дифференцированной оценкой возможности использования различных видов болот и торфяников наряду с другими видами локальных ландшафтов.

Литература

- Маслов А.Д., Осадчая Н.В., Тумель Н.В., Шполянская Н.А. Основы геокриологии: учебное пособие. – Ухта: Изд-во Института управления, информации и бизнеса, 2005. – 176 с.
- Осадчая Г.Г. Сохранение территориального ресурса как одно из условий устойчивого развития криолитозоны (на примере Большеземельской тундры) / Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4. – С.24-31.
- Осадчая Г.Г., Кирикова Н.С. К вопросу о вероятности развития термокарста в Тимано-Печорской провинции // Инженерно-геологическое изучение термокарстовых процессов и методы управления ими при строительстве и эксплуатации сооружений (ИГК-98). – С-Петербург: ВНИИГ им. Б.Е.Веденеева, 1998. – С.32-35
- Осадчая Г.Г., Тумель Н.В. Криогенные процессы как индикатор устойчивого состояния геосистем // Освоение Севера и проблемы природовосстановления: доклады VI Международной научной конференции, 10-14 октября 2006 г. – Сыктывкар, 2007. – С.136-139
- Осадчий В.В., Осадчая Г.Г. Современная мерзлота южной криолитозоны Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Материалы международной конференции «Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения». Тюмень 21-24 апреля 2008 г. – Тюмень: Изд-во ТюмГНГУ, 2008. – С. 258-261
- Тумель Н.В., Осадчая Г.Г. Значение криогенных процессов при оценке климатических изменений в Большеземельской тундре // Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменения. Материалы Международной конференции. Т.1. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2006. – С.298-30.

Обеспечение надежности оснований и фундаментов объектов добычи и транспорта газа на севере Западной Сибири в условиях потепления климата и деградации многолетнемерзлых грунтов

А.Б.Осокин, С.Н.Меньшиков, И.С.Морозов
ООО «Газпром добыча Надым», Россия

Реферат

Представлены данные о динамике температур многолетнемерзлых грунтов в северных районах Западной Сибири на основе сравнения результатов геокриологических исследований 1970-х и 2000-х годов. Анализ данных свидетельствует о существенном повышении среднегодовых температур мерзлоты под воздействием изменений климатических условий. Описаны подходы к резервированию надежности оснований и фундаментов газопромысловых объектов при новом строительстве в регионе с учетом деградации многолетней мерзлоты.

Ключевые Слова: деградация мерзлых пород, устойчивость фундаментов, термостабилизация грунтов.

Большая часть добывающих мощностей ОАО «Газпром» расположена на Севере Западной Сибири, в условиях распространения многолетнемерзлых грунтов (ММГ). В зоне распространения многолетней мерзлоты расположена и значительная часть газотранспортной системы. Устойчивость и механическая безопасность существующих, проектируемых и строящихся объектов в значительной степени определяется надежностью их оснований, представленных многолетнемерзлыми грунтами. В связи с этим в ООО «Газпром добыча Надым», дочернем Обществе ОАО «Газпром», осуществляющем эксплуатацию трех месторождений в Надым-Пуровском междуречье и реализацию крупнейшего инвестиционного проекта по обустройству Бованенковского нефтегазо-конденсатного месторождения на п-ове Ямал, большое внимание уделяется вопросам надежного строительства газопромысловых объектов на многолетнемерзлых породах. В последние годы при проектировании и строительстве объектов в условиях Крайнего Севера все более очевидной становится необходимость учета многолетней динамики температурного режима многолетней мерзлоты под воздействием потепления климата.

Исследования климатологов и геокриологов свидетельствуют о наличии многолетней тенденции повышения среднегодовых температур воздуха и многолетнемерзлых пород в целом по планете и в пределах большей части территории Российской Федерации. Величина потепления за период с 1976 по 2010 гг. в среднем по территории России составила $0,52^{\circ}\text{C}/10$ лет. Для Западносибирского региона по данным Росгидромета потепление за последние 30-35 лет оценивается величиной $0,42^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Немногочисленные мерзлотные стационары, имеющиеся в регионе (Марре-Сале, Надымский стационар) фиксировали в течение рассматриваемого периода повышение среднегодовых температур многолетнемерзлых грунтов. Тренд повышения температуры грунтов на глубине 10 м составил в среднем $0,03^{\circ}\text{C}/\text{год}$. По данным стационара Марре-

Сале в период с 1996 по 2000 г. отмечено понижение температуры на $0,6^{\circ}\text{C}$ [Павлов, Ананьева, 2005].

На территории Уренгойского месторождения за период наблюдений 1975-1999 гг. зафиксировано повышение температуры многолетнемерзлых пород до $1,1^{\circ}\text{C}$. При этом, аналогично тенденции, отмеченной на стационаре Марре-Сале, отмечено понижение температур на $0,1-0,3^{\circ}\text{C}$ в 1997-1999 гг. [Павлов, Ананьева, 2005].

В период с 2003 по 2010 гг. в связи с проектированием обустройства Бованенковского и Харасавэйского месторождений на п-ове Ямал и реконструкции объектов месторождения Медвежье, расположенного в пределах Надым-Пуровского междуречья, на территории перечисленных месторождений выполнены значительные объемы инженерно-геологических изысканий, в процессе которых выполнялся термокартаж скважин. Полученные данные о температурном режиме ММП дают возможность выполнить их сравнительный анализ с результатами инженерно-геологических изысканий и специализированных геокриологических исследований территорий, проведенных ранее, в 1970-80 гг.

Медвежье месторождение расположено в северо-западной части Надым-Пуровского междуречья, вытянуто в субмеридианальном направлении на 120 км и пересекает две ландшафтно-климатические зоны: северную лесотундру и тундру. Согласно «Мерзлотной карте Медвежьего газового месторождения м-ба 1:100 000» в его пределах выделены: зона островного распространения многолетнемерзлых пород со среднегодовыми температурами $0...-1^{\circ}\text{C}$, приуроченная к южной его части (участки расположения газовых промыслов №№ 1, 3), зона прерывистого распространения ММП со среднегодовыми температурами $0...-3^{\circ}\text{C}$, приуроченная к центральной части месторождения (участки расположения газовых промыслов №№ 4, 5, 6, 7, 8), и зона сплошного распространения многолетнемерзлых пород со среднегодовыми температурами $-0...-5^{\circ}\text{C}$ в северной части

месторождения (участок расположения газового промысла № 9). В пределах территории сплошного и прерывистого распространения ММП наиболее высокие температуры мерзлых пород, близкие к 0°C, фиксировались в пределах пойм и надпойменных террас рек, а также в пределах травяно-сфагновых и лишайниковых болот на поверхностях озерно-аллювиальных и морских равнин казанцевского и салехардского возраста. Наиболее низкие температуры до -3...-5°C отмечались в пределах плоско-бугристых торфяников и минеральных поверхностей, лишенных древесного и кустарникового покровов, приуроченных к поверхностям озерно-аллювиальной и морской равнин в верхней части водоразделов.

Сравнительный анализ динамики температурного режима ММП за период с начала – середины 70-х годов прошлого столетия до настоящего времени для месторождения Медвежье выполнен на примерах участков газовых промыслов №№ 6, 7, расположенных в центральной его части, и самого северного газового промысла № 9, расположенного за Полярным кругом.

Газовые промыслы №№ 6 и 7 расположены, соответственно, в пределах салехардской и казанцевских равнин, сложенных отложениями преимущественно глинистого состава, в зоне прерывистого распространения ММП. Инженерно-геологические изыскания площадок газовых промыслов выполнены в 1971-1973 гг. экспедициями МГУ им. М.В.Ломоносова и «Фундаментпроекта». В процессе изысканий установлено, что территория сложена многолетнемерзлыми породами преимущественно сливающегося типа. Среднегодовые температуры многолетнемерзлых пород изменялись в диапазоне от -0,1 до -3,6°C с преобладающим значениями -1...-2°C. Соответственно, согласно «Мерзлотной карте Медвежьего газового месторождения м-ба 1:100 000» [Баулин и др., 1976] участки расположения промыслов отнесены к территории со среднегодовыми температурами ММП -1...-2°C.

В 2007-2008 гг. в связи с проектированием реконструкции промыслов на их территории выполнен значительный объем инженерно-геологических изысканий. Большая часть инженерно-геологических скважин пробурена на территории промплощадок и в пределах коридоров инженерных коммуникаций, т.е. на территории с значительными техногенными изменениями условий приповерхностного теплообмена, однако часть выработок пройдена на участках, не подверженных техногенному воздействию. Для сравнительного анализа теплового режима мерзлых пород выбраны результаты термокаротажа скважин, расположенных на расстоянии не менее 500 м от промплощадок, вне зоны теплового воздействия газопроводов газосборной сети, на участках с ненарушенными поверхностными покровами. Всего таких скважин, пробуренных в пределах участков с различными ландшафтными условиями, насчитывается 35. Результаты термокаротажа этих скважин продемонстрировали, что температуры мерзлых

пород на глубине 10 м изменяются в диапазоне -0,2...-0,9°C. Ни в одной скважине температура ММП ниже -1°C не зафиксирована. На ряде участков зарегистрированы многолетнемерзлые породы с кровлей, заглубленной на 4,3...6,5 м.

Повышение среднегодовых температур ММП зафиксировано в пределах промплощадок газовых промыслов в процессе проведения режимных термокаротажных наблюдений в скважинах в основаниях зданий и сооружений, осуществляемых службой геотехнического мониторинга Инженерно-технического центра ООО «Газпром добыча Надым». Наиболее показательными примерами, иллюстрирующими описываемые изменения температурного режима ММП, являются результаты режимного термокаротажа скважин в основаниях зданий с вентилируемыми подпольями. За период наблюдений с 1988-1995 гг. по ряду объектов регистрируется повышение среднегодовых температур ММП на величину 0,6...1,4°C.

Газовый промысел № 9, самый северный на месторождении «Медвежье», расположен в 20 км к северу от Северного Полярного круга, в пределах казанцевской морской равнины, сложенной отложениями преимущественно глинистого состава. На момент первичных инженерно-геологических изысканий, выполненных экспедицией МГУ в 1972 г. и «ЮжНИИгипрогаз» в 1978 г. в пределах территории промысла зарегистрированы среднегодовые температуры мерзлых пород в диапазоне от -0,8 до -4,5°C с преобладанием значений -1...-3°C. Наиболее низкие среднегодовые температуры ММП были типичны для участков развития плоско-бугристых торфяников в пределах водоразделов. Соответственно, на «Мерзлотной карте Медвежьего газового месторождения м-ба 1:100 000» [Баулин и др., 1976] среднегодовые температуры мерзлых пород территории газового промысла отнесены преимущественно к интервалу -1...-3°C, а для отдельных участков (торфяников) – к интервалу -3...-5°C.

В 2007-2008 гг. в связи с проектированием новой установки комплексной подготовки газа на территории газового промысла «ТюменНИИгипрогаз» выполнен значительный объем инженерно-геологических изысканий. Изысканиями охвачена территория площадью около 50 км². Пробурено 253 инженерно-геологические скважины глубиной 10-15 м, преимущественно на участках, не затронутых техногенными нарушениями, на вновь проектируемых промышленных площадках и трассах газопроводов, в пределах основных ландшафтов, характерных для исследуемой территории. Во всех скважинах выполнен термокартаж.

Анализ результатов термокаротажа свидетельствует о том, что среднегодовые температуры ММП изменяются в диапазоне -0,1...-1,8°C. При этом в большей части скважин (60%) среднегодовые температуры мерзлых пород изменяются в диапазоне -0,4...-1,0°C, в 24% скважин зафиксированы температуры ММП несколько ниже -1,0...-1,8°C, а в 15% скважин – несколько выше -0,1...-0,4°C.

Среднегодовая температура мерзлых пород ниже -2°C ($-2,1^{\circ}\text{C}$) зафиксирована в единственной скважине.

Таким образом, выполненный анализ динамики температурного режима многолетнемерзлых пород центральной и северной части территории месторождения Медвежье свидетельствует о том, что за период с начала – середины 70-х годов XX века, среднеинтегральные (фоновые) значения среднегодовых температур пород повысились на $1,5...2,5^{\circ}\text{C}$.

Рельефообразующими породами на территории Бованенковского и Харасавэйского месторождений являются песчано-глинистые отложения морского генезиса, средне- верхнеплейстоценового и голоценового возраста. В поймах рек Се-Яха и Морды-Яха, занимающих до 65% территории Бованенковского месторождения, морские отложения перекрыты аллювием голоценового и современного возраста песчано-глинистого состава. Территория характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород.

По состоянию на начало 70-х годов XX века для водораздельных поверхностей была характерна среднегодовая температура мерзлых пород $-7...-10^{\circ}\text{C}$. В поймах крупных рек фоновые температуры пород изменились преимущественно в диапазоне $-5...-7^{\circ}\text{C}$ [Трофимов, 1977].

По результатам геокриологических исследований территории во второй половине 80-х годов XX века, выполненных «ЮЖНИИГИПРОГАЗ» при разработке технико-экономического обоснования обустройства Бованенковского месторождения, установлено, что среднегодовые температуры ММП изменялись в диапазоне от $-0,2^{\circ}\text{C}$ в зонах воздействия подрусловых таликов, до $-8,0^{\circ}\text{C}$ в пределах водораздельных поверхностей, при среднеинтегральном (фоновом) значении от -5 до -6°C . Наиболее низкая температура грунтов до -8°C была свойственна горизонтальным или выпуклым поверхностям морских террас вне зависимости от высотного положения. В пределах котловин спущенных озер (хасыреев) среднегодовые температуры мерзлых пород изменялись от -2 до -6°C . Для пород, слагающих обширные поймы рек, характерен широкий диапазон значений температуры, но фоновые значения были на $1,0...1,5^{\circ}\text{C}$ выше, чем на поверхностях морских террас, и составляли $-3,5...-4,5^{\circ}\text{C}$ при минимальных значениях $-5...-7^{\circ}\text{C}$.

Согласно Геокриологической карте СССР 1991 г. в пределах рассматриваемой территории для ММП поверхностей водораздельных пространств характерны среднегодовые температуры ММП $-7...-9^{\circ}\text{C}$, для долин крупных рек – $-5...-7^{\circ}\text{C}$.

В 2003-2008 гг. для проектирования обустройства Бованенковского месторождения ОАО «ВНИПИгаздобыча» с привлечением субподрядных организаций выполнен большой объем инженерных изысканий территории, включающий изучение температурного режима ММП. Для выполнения настоящего исследования с целью сравнительного анализа из всего числа инженерно-геологических скважин сделана выборка в количестве 615 скважин, пробуренных вне зоны техногенного воздействия. Из

них 558 скважин пробурены в пределах пойм рек Морды-Яхи, Се-Яхи и их притоков, 57 скважин – в пределах водораздельных поверхностей. Анализ результатов термокаротажа скважин продемонстрировал, что преобладающие значения среднегодовых температур ММП для территории месторождения (62% скважин) находятся в диапазоне $-2...-4^{\circ}\text{C}$. На участках водораздельных пространств при этом преобладают температуры в диапазоне $-4...-6^{\circ}\text{C}$ (63%). Более чем в 30% скважин зафиксированы среднегодовые температуры ММП выше $-4,0^{\circ}\text{C}$. Температуры в диапазоне от $-6,0$ до $-6,5^{\circ}\text{C}$ зафиксированы лишь в 6 скважинах. В пределах пойм доля скважин, в которых зафиксирована температура $-2...-4^{\circ}\text{C}$, составила 65%, скважин с температурой в диапазоне $-4...-6^{\circ}\text{C}$ – 30%.

В пределах территории Харасавэйского месторождения из 190 скважин, пробуренных в пределах водораздельных поверхностей морских террас вне зоны техногенного воздействия, в 149 (81%) зафиксированы среднегодовые температуры ММП в диапазоне $-4...-6^{\circ}\text{C}$. В 17% скважин зафиксированы среднегодовые температуры пород $-2...-4^{\circ}\text{C}$. Температура ниже -6°C отмечена лишь в трех скважинах.

Таким образом, к настоящему времени фоновые температуры для водораздельных пространств рассматриваемых территорий составляют преимущественно $-4...-6^{\circ}\text{C}$, в долинах крупных рек до $-2...-5^{\circ}\text{C}$. По отношению к температурам начала 70-х годов повышение составляет от 2°C в долинах крупных рек до $3...4^{\circ}\text{C}$ в пределах водораздельных пространств.

В процессе выполнения инженерно-геологических изысканий территорий Бованенковского и Харасавэйского месторождений с целью оптимизации местоположения площадок добывающих скважин и обоснования их конструкции в 1991-2008 гг. выполнены глубинные исследования строения толщ многолетнемерзлых пород. С этой целью на Бованенковском месторождении силами ООО НТФ «Криос» пробурено 88 инженерно-геологических (мерзлотных параметрических) скважин глубиной от 150 до 550 м. В 46 из них в 2005-2008 гг. выполнен термокартаж. Для получения достоверных данных, исключающих возможность искажения результатов вследствие теплового возмущения температурного поля пород в результате бурения, термокартажные исследования проводились повторно, с интервалом от нескольких месяцев до года.

На Харасавэйском месторождении в 2008 г. ООО «Геострой» на проектируемых кустовых площадках газовых скважин пробурены 54 скважины преимущественно глубиной 50 м. В 28 из них также проведены термокартажные исследования.

Анализ результатов термокаротажа свидетельствует о том, что современный уровень теплообмена на поверхности не соответствует ранее сформировавшимся геотемпературным условиям. На всех без исключения температурных кривых, построенных по результатам термокаротажа, в интервале глубин от поверхности до 50-60 м отмечается «обратный» градиент температуры, либо

зона, характеризующаяся отсутствием градиента температуры, что подтверждает факт «прогрева» верхней части разреза ММП (рис. 1).

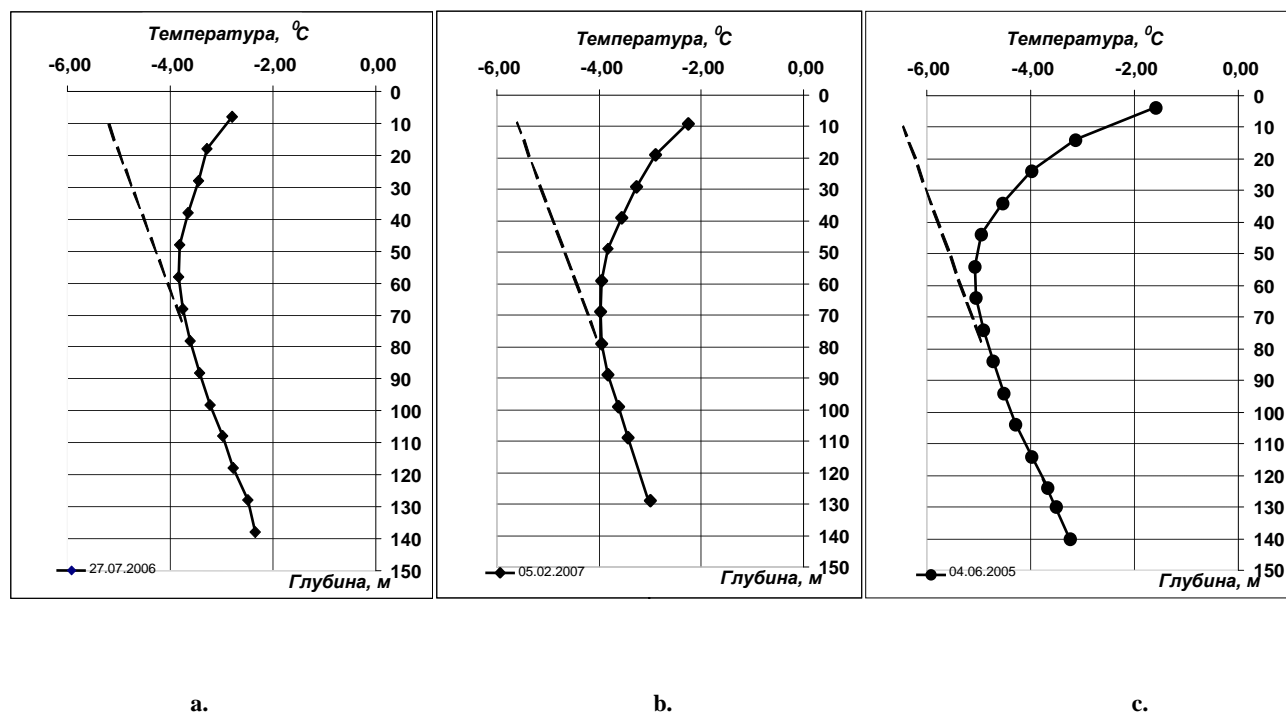


Рис. 1. Бованенковское месторождение. Результаты термокаротажа параметрических мерзлотных скважин глубиной 150 м а. – Сква. 26-П-1; б. – Сква. 61-П-1; с. – Сква. 62-П-1 (по материалам ООО НТФ «КРИОС»). Пунктиром предположительно показаны температурные кривые, соответствующие условиям 1970-х годов.

Полученный фактический материал, подвергнутый на сегодняшний день лишь поверхностной обработке и анализу, позволяет, тем не менее, сделать выводы о том, что за последние 35-40 лет под воздействием потепления климата температурный режим многолетнемерзлых пород на Севере Западносибирского региона претерпел существенные изменения. Фоновые значения среднегодовой температуры ММП повысились на величину от 1,0 до 2,5°C, на отдельных участках – до 4°C, что вполне закономерно с учетом наблюдаемого тренда повышения среднегодовой температуры воздуха и укладывается в рамки ранее выполненных прогнозов [Израэль и др., 2007, Павлов и др., 2006, Перлыштейн и др., 2006]. Наиболее значительное повышение среднегодовых температур ММП отмечено в пределах п-ова Ямал. В Надым-Пуровском междуречье повышение температур ММП выражено в меньшей степени.

Динамика температурных условий многолетнемерзлых грунтов в регионе очень существенна с точки зрения строительной практики и требует адекватной реакции. Повышение температур многолетнемерзлых грунтов сопровождается снижением величины модуля деформации, предела длительной прочности и других характеристик, определяющих прочностные и деформационные свойства мерзлых грунтов. В свою очередь это приводит к снижению несущей способности фундаментов, построенных на многолетнемерзлых грунтах.

Для обоснования резерва надежности оснований и фундаментов при проектировании объектов обустройства Бованенковского месторождения по заказу «Газпром добыча Надым» в 2007 году выполнена научно-исследовательская работа «Анализ динамики климатических и геокриологических условий Надым-Пур-Тазовского и Ямальского регионов и прогноз их изменения до 2050 года». Исследования осуществлялись Институтом геоэкологии РАН с привлечением специалистов кафедры геокриологии МГУ. Полученные прогнозные оценки позволяют сделать выводы о дальнейшем развитии тренда потепления климата в диапазоне 0,02...0,04°C/год.

Следует отметить, что в пределах территорий промышленной застройки, под воздействием повышенного снегонакопления, прямого и косвенного воздействия зданий и сооружений, многолетнемерзлые грунты деградируют быстрее, чем в естественных условиях. По результатам проведения геотехнического мониторинга, осуществляемого Инженерно-техническим центром ООО «Газпром добыча Надым» на месторождении Медвежье с конца 80-х годов, на всех промыслах отмечается деградация ММП на участках, где проектами не было предусмотрено специальных решений по термостабилизации. Вне контуров зданий цехов с вентилируемыми подпольями в основаниях повсеместно отмечается деградация ММП с формированием в ряде случаев кровли мерзлоты, заглубленной на 3-6 м. Соответственно, деградация

мерзлых грунтов оснований сопровождается развитием деформаций фундаментов, приводящих к порывам газопроводов, отказам оборудования, повреждению зданий и сооружений.

С учетом имеющихся результатов исследований при выдаче генпроектной организации технического задания на проектирование обустройства Бованенковского месторождения, геотехниками ООО «Газпром добыча Надым» сформулировано требование о резервировании надежности оснований и фундаментов с учетом имеющихся прогнозов

потепления климата и локальных техногенных воздействий.

В результате в проектных решениях по основаниям и фундаментам заложены резервы, предусматривающие обеспечение несущей способности при повышении среднегодовых температур воздуха в регионе на 2°C за период существования объектов. Достигается резервирование главным образом за счет принудительного охлаждения ММГ с использованием парожидкостных систем термостабилизации (рис. 2, 3).



Рис. 2, 3. Монтаж парожидкостных систем термостабилизации многолетнемерзлых грунтов оснований на строящихся промышленных объектах ООО «Газпром добыча Надым» на п-ове Ямал

Теплотехническое обоснование термостабилизационных решений осуществляется с использованием современных программных средств, позволяющих реализовать численное решение задачи Стефана в дисперсной среде с подвижной фазовой границей и учитывать наличие источников холода и тепла в пределах расчетной области [Попов и др., 2009]. Имеющийся в ООО «Газпром добыча Надым» обширный опыт использования парожидкостных установок для термостабилизации ММГ позволяет уверенно говорить об эффективной работе термостабилизаторов ведущих отечественных производителей. Стоимость термостабилизационных решений составляет от 5 до 15% стоимости архитектурно-строительной части вновь возводимых объектов, что делает экономически приемлемым резервирование надежности оснований и фундаментов с их использованием.

Таким образом, в настоящее время ООО «Газпром добыча Надым» при проектировании и строительстве объектов на п-ове Ямал осуществляет переход от концепции адаптации объектов обустройства месторождений к мерзлотным условиям территории к концепции управления мерзлотными условиями, что обеспечит устойчивость оснований и фундаментов объектов в исключительно сложных геокриологических условиях изменения климата и интенсивных техногенных воздействий.

Литература

Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов. // Под ред. Е.С. Мельникова и С.Е.

Гречищева. Колл. авторов. – М.: ГЕОС, 2002, 402 с.

Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1:500 000. / Под ред. Э.Д.Ершова. – М.: Кафедра геокриологии МГУ им. М.В. Ломоносова и ПГО «Гидроспецгеология». 1991.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2008 г. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). Москва, 2009. <http://meteorf.ru>.

Израэль Ю.А., Анохин Ю.А., Мяч Л.Т., Шерстюков А.Б. Оценка и прогноз возможного изменения климата и состояния вечной мерзлоты на территории Российской Федерации в 21 веке // Криогенные ресурсы полярных регионов: Материалы международной конференции. Т.1. – Салехард, 2007, с. 127-129.

Павлов А. В., Ананьева Г. В. Современные изменения климата и криолитозоны в нефтегазоносных районах севера России // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 1, с. 89-95.

Перлыштейн Г.З., Павлов А.В., Буйских А.А. Изменения криолитозоны в условиях современного потепления климата // Геоэкология (инженерная геология, гидрогеология, геокриология), 2006, № 4, с. 305-312.

Попов А.П., Милованов В.И., Жмулин В.В. и др. Перспективы использования криогенного ресурса для строительства крупных центров добычи и систем транспорта газа в

циркумполярных областях в случае подтверждения гипотезы о глобальном потеплении климата. // Инженерные изыскания, 2009, №10, с. 18-37.

Трофимов В.Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-сибирской плиты. – М.: Издательство Московского университета, 1977, 278 с.

Неопубликованные работы:

Баулин В.В., Данилова И.С., Павлова О.П.
Мерзлотная карта Медвежьего газового

месторождения. Масштаб 1:100 000. Приложение к отчету по теме 388. ЗапСибНИГНИ п/о «Главтюменьгеология» Министерства геологии РСФСР, 1976.

Анализ динамики климатических и геокриологических условий Надым-Пур-Тазовского и Ямальского регионов и прогноз их изменения до 2050 года. Отчет Института геоэкологии РАН им. Е.М.Сергеева о НИР по договору № 2007/04/0394. 2008, 150 с.

Теплофизические свойства мохового покрова и его влияние на термический режим грунтов на архипелаге Шпицберген

Н.И.Осокин, А.В.Сосновский
Институт географии РАН, Москва, Россия

Реферат

Рассмотрено влияние мохового покрова на термический режим грунта в районе поселка Баренцбург (Западный Шпицберген). Измерения показали, что температура грунта под 8-сантиметровым моховым покровом на 4°C ниже, чем в его отсутствии, а температурный градиент во мху на порядок больше, чем в грунте. Проведены экспериментальные исследования теплофизических свойств некоторых видов мха. Определены значения коэффициентов теплопроводности скелета мха, что позволяет рассчитать коэффициенты теплопроводности мха при разной влажности при положительных и отрицательных температурах. Показано, что термическое сопротивление мохового покрова зимой в 4 – 6 раз меньше, чем летом и соответствует термическому сопротивлению снежного покрова толщиной 1 – 3 см. Таким образом, в холодный период года моховой покров не является существенным препятствием для выхолаживания подстилающих пород. В период с положительными температурами воздуха наличие мохового покрова снижает температуру грунта и уменьшает глубину протаивания более чем на 50%.

Ключевые Слова: Грунт; мох; протаивание; температура; теплоизоляция; теплопроводность.

Введение

Следствием потепления климата является деградация многолетнемерзлых пород (ММП), которому сопутствует комплекс отрицательных явлений. Оттаивание многолетнемерзлых пород, занимающей до 65% площади страны, уже сейчас приводит к снижению несущей способности свайных фундаментов. По прогнозам к 2030 году масштабы разрушений могут стать катастрофическими – до четверти жилых домов в ряде северных городов могут подвергнуться угрозе разрушения (Цаликов 2008). В Западной Сибири ежегодно происходит около 7 тысяч аварий нефте- и газопроводов, связанных с потерей устойчивости фундаментов и деформацией опор.

Изменение теплового потока в системе атмосфера – поверхностные покровы – подстилающие породы при потеплении климата может приводить к образованию и росту таликов и, как следствие, деградации вечной мерзлоты. Для оценки влияния потепления климата на ММП, наряду со снежным покровом, необходимо учитывать наличие мохового покрова и его теплоизолирующие свойства. Моховой покров является передаточной средой между нижними слоями атмосферы и подстилающей породой и влияет на термический режим и динамику протаивания ММП.

Моховой покров отличается большим видовым разнообразием. Причем разные виды мха обладают разной толщиной и теплофизическими свойствами. Важным параметром, определяющим в значительной степени изменчивость термического сопротивления мохового покрова, является его влажность – отношение веса воды к весу сухого мха. В холодный период года вода во мху замерзает, что может значительно увеличить коэффициент теплопроводности мохового покрова и понизить его теплоизолирующие свойства.

Для определения теплофизических свойств мохового покрова были проведены экспериментальные исследования. Их целью являлось как исследование влияния мохового покрова на температурный режим грунта, так и определение теплофизических параметров некоторых видов мхов, наиболее распространенных на Западном Шпицбергене.

Влияние мохового покрова на термический режим грунта

На архипелаге Шпицберген средняя суточная положительная температура воздуха составляет порядка 4–6°C. Поэтому влияние мохового покрова, снижающего температуру поверхности грунта на несколько градусов, оказывает значительное влияние на термический режим грунта. Измерения, проведенные в районе поселка Баренцбург (Западный Шпицберген), показали, что температура грунта под моховым покровом толщиной 8 см на 4°C ниже, чем в его отсутствии.

Глубина протаивания многолетнемерзлого грунта под моховым покровом толщиной 8 см составила 0,98 см. На соседнем участке без мохового покрова температура грунта на этой глубине была 4°C при глубине протаивания 1,9 м (рис. 1).

При этом глубина проникновения суточных колебаний температуры воздуха в грунт составляла под моховым покровом 0,1 м, тогда как в отсутствии мохового покрова эта величина составляла 0,3 м. Скорость протаивания грунта в конце июля – начале августа при толщине талого слоя 0,7–1,0 м составляет около 1 см в сутки. При моховом покрове толщиной 7–8 см эта скорость в 3 раза ниже.

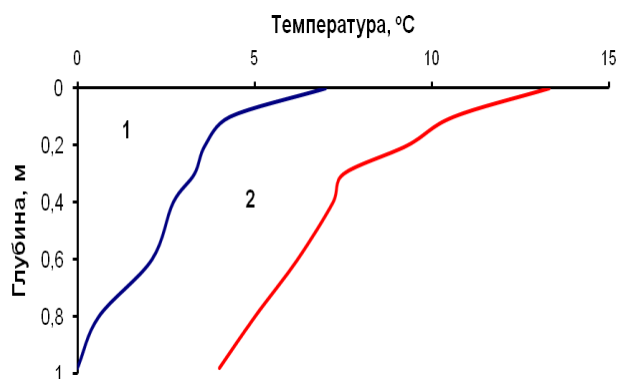


Рис. 1. Температура грунта: 1 - под моховым покровом толщиной 8 см; 2 - без мохового покрова

Измерения показали, что градиент температуры во мху на порядок больше, чем в грунте (рис. 2).

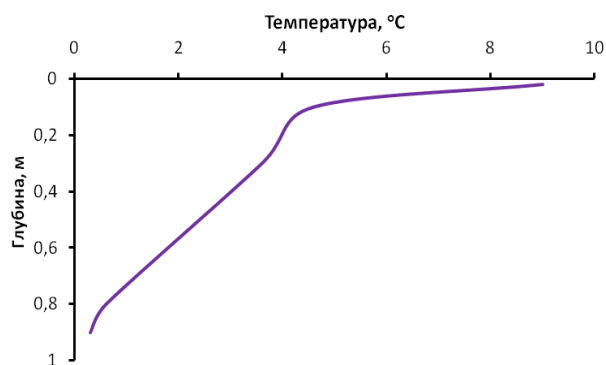


Рис. 2. Распределение температуры во мху толщиной 8 см и в грунте

Представленные выше результаты влияния мохового покрова на температурный режим грунта были получены на разных площадках для разного вида мха с разными теплофизическими свойствами. Для оценки влияния мохового покрова на термическое состояние грунта необходимо знание теплофизических свойств основных видов мха, преобладающих на данной территории. В настоящее время имеются только разрозненные усредненные для нескольких видов мха данные по их теплофизическим свойствам.

Теплофизические параметры некоторых видов мха

По данным П.Н. Скрыбина (Павлов 1980) летом 1978 г. на Сырдахском стационаре для зеленого мха (который отличается большим видовым разнообразием) влажностью 74-350% получены значения коэффициента теплопроводности 0,08-0,30 Вт/(м*град). При средних значениях влажности 200% коэффициент теплопроводности мха составил 0,14 Вт/(м*град).

Для определения теплофизических свойств разных видов мха нами были проведены экспериментальные исследования в районе поселка Баренцбург на

Шпицбергене. Измерялись толщина, плотность и влажность разных видов мха. Забор образцов мха проводился в пасмурную погоду, через сутки после небольшой мороси. Разные виды мха, расположенные недалеко друг от друга (на расстоянии порядка нескольких сотен метров) показали разные значения влажности, разброс значений от 100 до 200%. Было отобрано по 5–6 образцов каждого из 5 видов мха (таблица 1).

Одним из наиболее распространенных видов мха в районе поселка Баренцбург (Западный Шпицберген) является *Hylocomium splendens* var *alaskanum* (*H. splendens* var *alaskanum*). (рис.3).



Рис. 3. Мох *Hylocomium splendens* var *alaskanum*

Для мха *Gymnomitrium* sp.(печеночник) получены наибольшие значения плотности, как в естественных условиях, так и после сушки. С трех участков получены по три образца плотностью: от 400 до 414 кг/м³; от 550 до 600 кг/м³ и от 600 до 700 кг/м³. Влажность мха (суммарная влажность) рассчитывалась как отношение веса воды к весу сухого остатка.

Для определения коэффициента теплопроводности наиболее распространенных на Западном Шпицбергене видов мха проводились измерения температуры мха и грунта. Измерения температуры во мху *H. splendens* var *alaskanum* на глубинах 4 и 7 см показали значения 8,5 и 6,6°C соответственно. Температура в грунте под этим мхом на глубинах 21 и 31 см дали значения 4,7 и 4,1°C соответственно. Поэтому градиент температуры во мху и грунте составляет 63 и 6 град/м соответственно. В период проведения экспериментов температура воздуха и поверхности мха в пасмурную погоду практически не менялась. В солнечную погоду в любое время суток поверхность мха может существенно нагреваться.

Для мха *Sanionia uncinata* (*S. uncinata*) температура на глубинах 4 и 8 см составила 8,5 и 6,3°C соответственно (градиент температуры в этом мху – 55 град/м). Температура грунта на глубинах 21 и 28 см показала 4,8 и 4,3°C - градиент температуры в грунте 7 град/м. Из равенства тепловых потоков на границе мох-грунт получим, что значения коэффициента теплопроводности обратно

пропорционально температурному градиенту. Поэтому, учитывая температурные градиенты во мху и грунте, получим, что коэффициент теплопроводности мха *H. splendens* var *alascanum* в 10,5 раз меньше, чем у грунта. Для мха *S. uncinata* коэффициент теплопроводности в 7,9 раз меньше, чем

у грунта. Это возможно связано с большим значением плотности мха *S. uncinata*, чем у мха *H. splendens* var *alascanum* – 231 против 176 кг/м³.

Таблица 1. Средняя толщина мха, его плотность и влажность

Мох	Толщина, см	Средняя плотность, кг/м ³		Влажность, %
		начальная	после сушки	
<i>Sanionia uncinata</i>	2...5	231	96	141
<i>Racomitrium canescens</i>	4...11	160	62	158
<i>Gymnomitrium</i> sp.-	0,5...1,7	405/602*	211/224	92/169
<i>Dicranum</i> sp.	4...6	205	96	114
<i>Hylocomium splendens</i> var <i>alascanum</i>	5...8	176	59	198

- среднее значение по 6 образцам с повышенной влажностью мха.

Результаты натурных экспериментальных исследований (измерение температурного профиля в грунте при его нагревании и охлаждении) и расчетов по математической модели показали хорошее совпадение при плотности грунта порядка 1600 кг/м³, его влажности 18% и значении коэффициента теплопроводности грунта 1,33 Вт/(м*град). Это значение коэффициента теплопроводности соответствует данным СНиП (СНиП 2.02.04-88, 1997) для суглинка. Поэтому значения коэффициента теплопроводности мха *S. uncinata* и *H. splendens* var *alascanum* можно принять равными 0,17 и 0,13 Вт/(м*град), соответственно. Большее значение коэффициента теплопроводности мха *S. uncinata*, возможно, связано с большим значением его плотности, чем у мха *H. splendens* var *alascanum* – 231 против 176 кг/м³.

Оценка вклада разных составляющих мохового покрова, влияющих на его термическое сопротивление, потребовало проведения лабораторных измерений плотности скелета и теплоемкости некоторых видов мха. Измерения объема скелета некоторых видов мха проводилось путем вытеснения воды при медленном погружении образца мха в воду. На основе серии экспериментов определялась плотность скелета мха. Для описания процесса теплопроводности многокомпонентных сред с преобладающим продольным или поперечным (в направлении переноса тепла) расположением

компонентов применяется модель Фойхта или Рейсса, соответственно (Дульнев и Новиков 1991). Модель Фойхта дает максимальные значения коэффициента теплопроводности, а модель Рейсса – минимальные значения. Реальная структура среды является комбинацией этих моделей.

Рассмотренные два вида мха имеют вертикально ориентированную структуру, поэтому целесообразно принять модель теплопроводности по Фойхту.

Коэффициент теплопроводности влажного мха λ_{mv} зависит от доли объемов воздуха $v_{вз}$, воды $v_{вд}$ и скелета мха $v_{мск}$ по формуле

$$\lambda_{mv} = \lambda_{вз} v_{вз} + \lambda_{вд} v_{вд} + \lambda_{мск} v_{мск} \quad (1)$$

где $\lambda_{вз}$, $\lambda_{вд}$ и $\lambda_{мск}$ – коэффициенты теплопроводности воздуха, воды и скелета мха; $v_{мск} = \rho_{мс} / \rho_{мск}$, $v_{вд} = (\rho_{mv} - \rho_{мс}) / \rho_{вд}$, $v_{вз} = 1 - v_{мс} - v_{вд}$.

В зимний период вместо $\lambda_{вд}$ применяется коэффициент теплопроводности льда $\lambda_{л}$ и $v_{вд}$ заменяется на $v_{л} = (\rho_{mv} - \rho_{мс}) / \rho_{л}$. Здесь ρ_{mv} , $\rho_{мс}$ и $\rho_{мск}$ – плотность влажного, сухого мха и скелета мха; $\rho_{вд}$ и $\rho_{л}$ – плотность воды и льда. Коэффициент теплопроводности скелета мха определялся из сравнения расчетных значений по формуле (1) и измеренных значений теплопроводности с учетом параметров мха (таблица 2).

Таблица 2. Параметры мхов летом и зимой при одинаковой плотности

Мох	ρ_{mv}	$\rho_{мс}$	$\rho_{мск}$	$v_{мск}$	$v_{вд}$	$v_{вз}$	λ_{mv}
лето							
<i>Sanionia uncinata</i>	231	96	190	0,51	0,14	0,36	0,17
<i>Hylocomium splendens</i> var <i>alascanum</i>	176	59	230	0,26	0,12	0,63	0,13
зима							
<i>Sanionia uncinata</i>	231	96	190	0,51	0,15	0,34	0,42
<i>Hylocomium splendens</i> var <i>alascanum</i>	176	59	230	0,26	0,13	0,61	0,36

В результате было получено значение коэффициента теплопроводности скелета мха *S. uncinata* равное $\lambda_{\text{мск}} = 0,16 \text{ Вт/(м*град)}$ и несколько большее значение для *H. splendens var alascanum* $0,18 \text{ Вт/(м*град)}$. Отметим, что плотность скелета *H. splendens var alascanum* больше, чем *S. uncinata* в 1,21 раза. Полученные значения $\lambda_{\text{мск}}$ были использованы для расчета коэффициента теплопроводности мха в зимний период (таблица 2). Отметим, что плотность скелета мха приблизительно в 2 раза меньше, чем у сосны и в 4 раза меньше, чем дуба. При этом коэффициент теплопроводности дуба - вдоль волокон $0,35 - 0,42 \text{ Вт/(м*град)}$ при весовой влажности 6-8%, поперек волокон $0,20-0,21 \text{ Вт/(м*град)}$; у сосны вдоль волокон $0,35 - 0,41 \text{ Вт/(м*град)}$ при весовой влажности 8%, поперек волокон $0,12-0,14 \text{ Вт/(м*град)}$ (Кошкин и Ширкевич 1962).

При известном значении коэффициента теплопроводности скелета мха по формуле (1) можно рассчитать значения коэффициента теплопроводности мха при разной влажности в холодный и теплый периоды года. Расчетные значения коэффициента теплопроводности аппроксимируются следующими линейными зависимостями: для мха *S. uncinata* в теплый период года $\lambda_{\text{мвл}} = 0,0005w + 0,0946$ и в холодный период $-\lambda_{\text{мвл}} = 0,0023w + 0,0946$; для мха *H. splendens var alascanum* в теплый период $-\lambda_{\text{мвл}} = 0,0003w + 0,0645$ и в холодный период $-\lambda_{\text{мвл}} = 0,0014w + 0,0645$. Эти зависимости показывают, что при влажности мха 150 и 300% коэффициенты теплопроводности мхов *S. uncinata* и *H. splendens var alascanum* в зимний период в 2,4 и 3,0 раза больше, чем в летний. Эти результаты согласуются с данными по мохово-торфяным покровам, которые при замерзании увеличивают свою теплопроводность в 2,5 – 3,0 раза (Балобаев 1991).

Сравнение коэффициентов теплопроводности снежного и мохового покровов

В зимний период моховой покров является дополнительным теплоизолятором к снежному покрову. Сравним значения их коэффициентов теплопроводности.

Коэффициент эффективной теплопроводности снега $\lambda_{\text{сн}}$ в зависимости от его плотности $\rho_{\text{сн}}$, рассчитывался по формуле (2), полученной путем обработки и анализа более 20 известных из литературы эмпирических зависимостей (Осокин и др., 2001)

$$\lambda_{\text{сн}} = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_{\text{сн}} + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_{\text{сн}}^2, \text{ Вт/(м*К). (2)}$$

Результаты расчетов коэффициента теплопроводности снега и мха представлены на рис. 4.

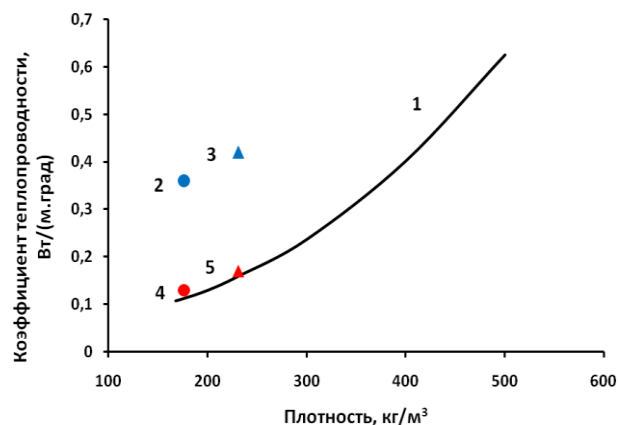


Рис. 4. Коэффициенты теплопроводности: 1 - снега; 2 и 4 - мох *H. splendens var alascanum*; 3 и 5 - мох *S. uncinata*; 2 и 3 - зимой; 4 и 5 - летом

Из табл. 1 и рис. 4 видно, что в зимний период года моховой покров влажностью 150 – 200% имеет коэффициент теплопроводности в 2,5 – 3,0 раза больше, чем в летний и соответствует плотности снега порядка 400 кг/м^3 . Плотность мха под снежным покровом в период с отрицательными температурами воздуха достигает $450 - 750 \text{ кг/м}^3$. Влажность мха при этом может превышать 400%. Поэтому значение коэффициента теплопроводности мха зимой будет в 4 – 6 раз больше, чем летом. Теплоизоляционные свойства поверхностных покровов определяются значениями их термического сопротивления. В зимний период термическое сопротивление мохового покрова – отношение его толщины к коэффициенту теплопроводности – соответствует термическому сопротивлению слоя снега толщиной 1 – 3 см. Таким образом, в холодный период года моховой покров не является существенным препятствием для выхолаживания подстилающих пород. В теплый период года его влияние на термический режим грунта и протаивание грунта значительно.

Полученные теплофизические характеристики некоторых видов мохового покрова, позволяют рассчитать их термическое сопротивление при разной влажности мха в холодный и теплый периоды года. Применение полученных зависимостей дает возможность точнее прогнозировать влияние климатических изменений на термическое состояние многолетнемерзлых пород и их деградацию.

Литература

- Балобаев В.Т. 1991. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. – Новосибирск, Изд-во «Наука», Сиб. отд., 193 с.
- Дульнев Г.Н. и Новиков В.В. 1991. Процессы переноса в неоднородных средах. – Л. Энергоатомиздат, 179 с.
- Кошкин Н.И., Ширкевич М.Г. 1962. Справочник по элементарной физике. – М., Физматгиз, 208 с. (на с.68-69.)
- Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Жидков В.А., Чернов Р.А. 2001. Роль снежного покрова в промерзании грунтов // Известия АН Серия географическая, № 4, с.52-57.

Павлов А.В. 1980. Расчет и регулирование мерзлотного режима почвы. – Новосибирск, 240 с.

СНиП 2.02.04-88. 1997. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах./ Минстрой России. – М.: ГУП ЦПП. - 52 с.

Цаликов Р.Х. 2008. Опасности и угрозы для северных территорий Российской Федерации, обусловленные глобальным изменением климата – Материалы научно-практической конференции “Обеспечение комплексной безопасности северных регионов Российской Федерации”, Москва, с. 122-130.





Оценка запасов льда в многолетнемерзлых породах Большеземельского артезианского бассейна

Е.Н. Оспенников, В.З. Хилимонюк, С.Н. Булдович, Е.И. Горшков
*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра геокриологии, Москва, Россия*

Реферат

Приведена методика количественной оценки запасов льда в многолетнемерзлых породах на территории Европейского севера России в пределах Большеземельского артезианского бассейна. Приводится количественная характеристика общего объема льда выделенных геокриологических районов и всей исследуемой территории в целом.

Ключевые Слова: Криолитозона, геокриологическое районирование, многолетнемерзлые толщи, льдосодержание мерзлых пород.

Введение

Количественная оценка запасов льда в многолетнемерзлых породах на исследуемой площади представляет значительный интерес, поскольку в случае деградации мерзлых толщ, вызванной глобальными климатическими изменениями, замерзшая вода будет высвобождаться и начнет пополнять статические запасы подземных вод в гидрогеологических структурах и участвовать в подземном водообмене.

общая оценка посткриогенной гидрогеологической обстановки является чрезвычайно сложной и многофакторной проблемой и в рамках данного исследования не рассматривается. Однако количественное определение объема подземных вод, иммобилизованных в настоящее время в пределах промороженной части геологического разреза, может быть с достаточно высокой степенью детальности осуществлено на основе выполненного обобщения данных о геокриологических условиях и районирования территории.

Методика оценки

Методически указанная оценка осуществлялась следующим образом. На первом этапе на исследуемую территорию была составлена схематическая карта геокриологического районирования (М 1:500 000) и потом на ее основе проведена количественная оценка содержания подземных льдов.

Основной целью геокриологического районирования являлась оценка этого региона в отношении возможности пополнения запасов подземных вод в случае многолетнего оттаивания многолетнемерзлых толщ. Поставленная задача определяла особенности геокриологического районирования, его направленность, прежде всего, на криолитологическую характеристику толщ многолетнемерзлых пород и оценку их льдосодержания.

Для составления карты геокриологического районирования были использованы имеющиеся литературные и фондовые материалы геологического, геокриологического и картографического (космо- и

аэрофотоснимки и др.) содержания на исследуемую территорию (Геокриологическая карта... 1997, Государственная геологическая карта... 2001). А также материалы, содержащие сведения об условиях формирования, характере распространения, мощности, льдистости и температурном режиме толщ многолетнемерзлых пород, включая геофизические исследования.

Для территории характерны значительные изменения геокриологических условий как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Распространение и температура мерзлых и талых пород подчиняются широтной зональности. На фоне общей геокриологической зональности отмечаются региональные и локальные отклонения от нее, обусловленные воздействием комплекса природных факторов.

Строение криолитозоны и глубина многолетнего промерзания пород в целом и применительно к рассматриваемой территории связаны с условиями теплообмена на поверхности в течение плейстоцен-голоценового этапа геологического развития. В южной части исследуемой территории температура пород и их мощность отчетливо обнаруживают соответствие современным условиям теплообмена. Отсюда к северу мощность многолетнемерзлых пород (ММП) последовательно увеличивается от первых десятков метров до 400-500 м. Однако, в южных районах рассматриваемой территории существуют не протаявшие плейстоценовые толщи на глубине 30-150 м от поверхности. Они приурочены к районам с мощной толщей рыхлых отложений, и образуют вместе с голоценовыми многолетнемерзлыми породами «двухслойную мерзлоту» или залегают под тальными породами (т.е. представляет собой ММП с заглубленной кровлей). В северной подзоне плейстоценовая динамика условий теплообмена на исследованной территории не приводила к многолетнему оттаиванию пород с поверхности. Поэтому мерзлым толщам здесь свойственны сплошное (непрерывное) по вертикали строение и большие мощности (Геокриология СССР 1988, Геокриологическая карта... 1997, Оберман 1981).

Отчетливо проявляется зональность и в распространении отрицательно температурных пород

в целом. На юге исследуемой территории криолитозона представлена в основном только мёрзлыми породами (содержащими лёд), т.к. их мощность в артезианской структуре меньше глубины залегания солёных вод и рассолов. На севере территории в пределах низких морских террас ярус мёрзлых пород обычно подстилается или замещается охлаждёнными ниже 0°C породами, не содержащими в себе кристаллического льда.

По особенностям криогенного строения и льдистости прежде всего отчётливо выделяются с одной стороны скальные и полускальные породы, а с другой – рыхлые четвертичные отложения и образования. Для скальных пород с жёсткими связями и слабой трещиноватостью и пустотностью характерны малая льдистость, не превышающая нескольких процентов от объёма и, как правило, невозможность перераспределения подземной влаги в ходе промерзания и оттаивания пород. При этом некоторые различия в криолитологических свойствах свойственны и основным разновидностям скальных пород – магматических, метаморфических или осадочных. В рыхлых отложениях льдонасыщенность является следствием состава пород, их генезиса и диагенетических преобразований.

На характер криогенного строения и льдистость также накладывает отпечаток и возможность миграции влаги при изменении термовлажностных полей в ходе многолетнего промерзания или оттаивания пород, и даже только при изменении температурных полей. В результате криогенное строение не просто наследует дефектные зоны в породах (в основном полости и пустоты), но возникают особые типы криогенных текстур, обусловленные миграцией влаги при промерзании. При этом изменяется и первичное распределение влаги в толще рыхлых пород. В целом для рыхлых пород свойственна значительно более высокая влажность, изменяющаяся от 5-10 % до 90-95 %. Таким образом, состав и строение пород являются одними из важнейших признаков типизации геокриологической обстановки.

Существенные различия существуют и в строении самой мёрзлой толщи. Так в зоне островного распространения она в основном одноярусная, и представлена эпикриогенными дисперсными или скальными породами. В зонах массивно-островной мерзлоты и ММП прерывистого распространения она, в силу большой мощности и низкотемпературного режима нередко состоит из эпикриогенных дисперсных пород, подстилаемых скальными. В наиболее северных районах достаточно широко начинают проявляться синкриогенные породы, которые снизу подстилаются эпикриогенными толщами. Для пород здесь характерна высокая льдистость включения залежеобразующих льдов (повторно-жильных, инъекционных, сегрегационных), существенно увеличивающих их суммарную льдистость. На арктическом побережье эти породы, как правило, подстилаются породами охлаждёнными и криопэгами.

Перечисленные выше особенности и закономерности строения многолетнемёрзлых толщ были использованы в качестве основных признаков для выделения типичных криолитологических разрезов и оценки содержащегося в них льда (исходя из льдистости разреза и отдельных его горизонтов, а также их вертикальной мощности). Такая оценка, основанная на представлениях о пространственном развитии определённого типа криолитологического разреза, позволила оценить с определённой степенью точности и общие запасы льда в многолетнемёрзлых породах Большеземельского артезианского бассейна.

Криогенная характеристика генетических типов отложений была направлена на описание и оценку макровключений льда, определяемых влажностью и составом пород и также на указание типа промерзания – сингенетического, или эпигенетического.

Оценка криолитологической характеристики проводилась для всех ярусов многолетнемёрзлых пород, что затем учитывалось при подсчётах общих запасов подземного льда, объём которых после оттаивания мёрзлых толщ может в виде воды быть отжат из горных пород, и который может таким образом пополнить запасы подземных вод.

В процессе работы было установлено, что дифференциация льдистости пород по основным генетическим комплексам отложений (в том числе и по вертикальному разрезу) изменяется преимущественно в сравнительно узких рамках, в пределах 0,05-0,25 д.е. Поэтому мощность мёрзлых пород является показателем и льдонасыщения толщ рыхлых отложений в целом (рис. 1).

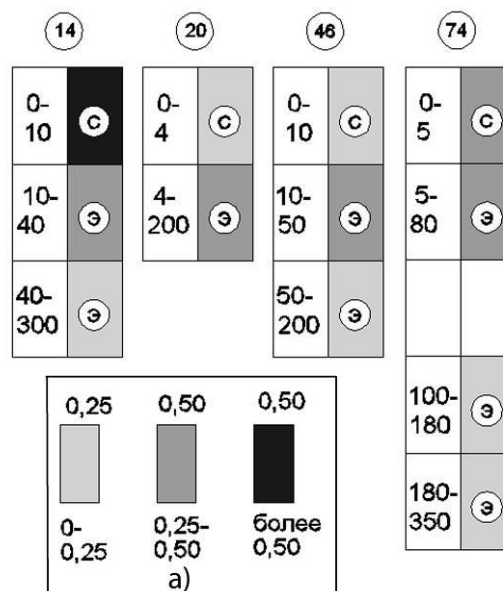


Рис.1. Примеры колонок типичных разрезов многолетнемерзлых толщ, где:

а) объемная льдистость пород, д.е.; б) 0-10, 100-180 и т.п. – глубина залегания кровли и подошвы слоя ММП, м; в) С, Э – соответственно синкриогенные и эпикриогенные породы.

Над колонками расположен порядковый номер типичного геокриологического разреза; всего их выделено 75.

Важной особенностью вертикального строения мёрзлых толщ является горизонт реликтовой мерзлоты, приуроченный в основном к областям

островного по площади распространения многолетнемёрзлых пород. Этот реликтовый горизонт залегает в 100-200 м от земной поверхности и имеет вертикальную мощность до 200 и более метров.

Другим важным фактором является характер распространения многолетнемёрзлых толщ по площади. Сложная пространственная картина распространения ММП обусловлена совместным взаимодействием ландшафтно-климатических условий, рельефа, состава и свойств пород, гидрологической и гидрогеологической обстановки и историей развития в неоген-плейстоценовое время. С другой стороны, распространение мёрзлых толщ таликов связано с зональными условиями теплообмена на земной поверхности. Последняя группа факторов нашла проявление в том, что характер площадного распространения ММП выражается в существовании субширотных поясов, внутри которых существует определённое соотношение между площадями развития талых и мёрзлых пород. На рассматриваемой территории

выделяются следующие пояса (области): область распространения охлаждённых отрицательно температурных пород, область преимущественно сплошного распространения мёрзлых толщ (более 95% общей площади); область прерывистого распространения ММП (75-95 % площади); область островного распространения ММП (25-50 % общей площади); область редкоостровного распространения ММП (менее 25 % общей площади) и область преимущественно талых пород с отдельными островами и мёрзлыми перелетками.

Оценка осуществлялась на основе выполненного геокриологического районирования с определением процентного соотношения площадей развития мерзлых и талых пород (см. выше). Кроме того, на приморских участках высокой засоленности пород учитывалось соответствующее снижение их льдистости (рис. 2).



Рис.2.Схема районирования территории Болшеземельского артезианского бассейна по содержанию льда в мерзлых породах, где 0, 3, 6...50 – среднеинтегральное, в пределах выделенного контура, значение удельного (на единицу площади) содержания льда во всем разрезе мерзлой толщи, $\text{м}^3/\text{м}^2$ или «эквивалентная» мощность слоя льда, м.

Совокупность сведенных в колонку данных позволяет для каждой из них рассчитать общее количество льда, содержащегося во всем разрезе ММП и отнесенного к единице площади поверхности земли. Фактически, указанная величина, имеющая размерность м ($\text{м}^3/\text{м}^2$), может рассматриваться как мощность слоя чистого льда, эквивалентная общему содержанию последнего во всем разрезе ММП.

Далее определялась площадь каждого контура распространения определенного генетического типа отложений и, после умножения полученного значения на величину «эквивалентной мощности» льда, находился общий объем подземных вод, залегающих в границах рассматриваемого контура. Указанный объем соответствует количеству подземных вод,

выключенных из гидрогеологического разреза в результате многолетнего промерзания пород.

Как и следовало ожидать, величина общего льдосодержания в ММП существенно меняется в пределах исследуемой территории – мощность «эквивалентного» слоя льда варьирует от первых метров до 50-60 и даже 70м.

Полученные характеристики льдосодержания для отдельных площадей контуров распространения генетически различных отложений усреднялись в пределах наиболее мелких единиц районирования – районов. Анализ полученных площадных характеристик удельного льдосодержания показывает, что в целом эта величина «управляется» геокриологическими условиями – чем более сурова мерзлотная обстановка (выше мощность и сплошность ММП), тем больше «эквивалентная» мощность слоя льда.

Надо отметить, что указанная общая закономерность изменения льдосодержания массивов мерзлых пород нередко нарушается. Это происходит в первую очередь за счет геологического фактора – близкого к поверхности залегания скальных пород. В этом случае малая мощность рыхлых льдистых отложений определяет относительно небольшое льдосодержание ММП, несмотря на высокую в целом их общую мощность. Также свое влияние на закономерности распространения по площади суммарного льдосодержания в мерзлых толщах оказывают наличие и характеристики реликтового слоя ММП.

Результаты

В результате было получено, что общий объем льда в многолетнемерзлых породах на всей территории геокриологического районирования составляет огромную величину порядка 2300 км³. При площади районирования 87900 км² средняя мощность эквивалентного слоя льда на исследуемой территории составляет около 26,2 м. При среднем расходе р.Печоры в устье 127 км³/год (4000 м³/сек) запасов льда в ММП на площади районирования хватит на обеспечение стока этой одной из крупнейших рек Арктики в течение 18 лет.

Литература

- Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000/. 1997. / Под ред. Э.Д.Ершова. Картпредприятие, Винница.Украина. 16л. *(на русском языке)*
- Геокриология СССР. 1988. Европейская территория СССР. / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.; Недра, 358с. *(на русском языке)*
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 2001. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Листы R-38-40, R-40-42\$ Q-38-39, Q-40-41. Объяснительная записка. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, (МПР России, ВСЕГЕИ, МАГЭ, ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ). *(на русском языке)*
- Оберман Н.Г. 1981. История формирования многолетнемерзлых пород Полярного, Приполярного и Северного Урала. / В кн. История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов). М., с.73-78. *(на русском языке)*

Разделение подвижных форм химических элементов при сегрегационном льдообразовании

В.Е. Остроумов

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ИФХиБПП РАН),
Пушино, Московская обл., Россия*

Реферат

Рассматриваются данные многокомпонентного спектрального анализа ацетатно-аммонийных экстрактов, которые характеризуют распределение элементов внутри минеральных прослоев в мерзлом суглинке со слоистой криогенной текстурой. Сопоставляются формы кривых распределения подвижных форм 27 элементов. Описано несовпадение зон накопления элементов, которые в дисперсной системе обладают неодинаковой подвижностью. Наблюдаемое несовпадение зон концентрирования объясняется разделением компонентов сложного порового раствора при массопереносе и сегрегации льда в промерзающем грунте.

Ключевые Слова: Зоны концентрирования; подвижные формы химических элементов; поровый раствор; промерзающие грунты; сегрегационное льдообразование.

Введение

Мерзлые грунты как неоднородные структурированные смеси минеральной дисперсной фазы, льда и незамерзшей воды представляют собой слабопроницаемые системы. При промерзании массоперенос происходит почти исключительно в зоне фазового перехода и приводит к сегрегации льда и к образованию криогенных текстур. Сегрегационное льдообразование сопровождается формированием зон концентрирования растворенных веществ за счет переноса порового раствора из талой зоны к растущим ледяным включениям. Благодаря этому механизму, в минеральных прослоях зоны концентрирования всегда располагаются относительно включения сегрегационного льда с той стороны, откуда в период промерзания к растущему льду поступал поровый раствор, то есть со стороны теплового потока. Ранее указывалось, что в зонах концентрирования положения максимумов содержания катионов и анионов не всегда совпадают. Наблюдаемые несовпадения позволили предположить, что перенос порового раствора при сегрегационном льдообразовании сопровождается разделением компонентов, которые обладают разной подвижностью. Предлагаемая работа посвящена экспериментальной проверке этого предположения на основе данных многокомпонентного химического анализа образцов грунта.

Материалы и методика

Опыты проводили с пастой подмосковного среднего суглинка, для которого известны показатели химического состава, строения, физико-химических и физических свойств, включая теплофизические и массообменные параметры.

Для разрушения агрегатов грунт в воздушно сухом состоянии растирали резиновым пестиком в фарфоровой ступке и просеивали сквозь сито с диаметром ячеек 1 мм. После увлажнения до пластичной консистенции массу обрабатывали в механическом гомогенизаторе и загружали однородно

в ячейки цилиндрической формы с герметично закрывающимися торцевыми стенками из теплопроводного материала. Размеры ячеек (диаметр 60 мм, длина 120 мм) подбирали таким образом, чтобы в пределах одного минерального прослоя при послойном отборе можно было получить несколько проб с массой сухого вещества около 0.2 г. Проба такой массы достаточна для выполнения дальнейшего химического анализа.

Ячейки, заполненные грунтовой пастой, выдерживались в изотермической камере при температуре $+0.1...+0.3^{\circ}\text{C}$ двое суток до наступления равновесия. Затем ячейки открывались с одной стороны, и часть грунта в колонке на высоту около 30 мм заменялась дистиллированной водой при той же температуре. Вода отделялась от грунта бумажным фильтром, ячейка герметично закрывалась и устанавливалась вертикально (стороной с объемом воды вверх) между жесткими штампами с управляемой температурой в теплоизолированном кожухе в той же термостатированной камере. После стабилизации температурного поля в образце, ступенчато изменяли температуру нижнего штампа до постоянного значения -12°C . Такой режим промерзания приводит к формированию внутри образца двух-трех хорошо сформированных прослоев сегрегационного льда толщиной мощностью более 5 мм каждый. Температуру верхнего штампа опускали постепенно на протяжении 12 - 16 часов до -12°C , начиная от момента полного промерзания образца в ячейке. Далее ячейки с мерзлым грунтом выдерживали изотермически при -12°C 2-3 суток для установления равновесия. После этого образцы в холодной комнате извлекали из ячеек, описывали криогенное строение и отбирали пробы для дальнейшего анализа.

Пробы грунта из ячеек отбирали из минеральных прослоев между ледяными шлирами послойно с шагом около 1 мм вблизи ледяных шлиров и до 20 мм в удаленных частях. Такой отбор позволяет получить достаточно детальную картину распределения подвижных веществ в минеральных прослоях, в том числе в зонах концентрирования. Масса отбираемых

проб (около 0.2 г сухого вещества каждая) определялась таким образом, чтобы с помощью спектральных методов можно было уверенно измерять концентрацию элементов в экстрактах. После отбора, пробы дважды взвешивались на аналитических весах до и после сушки до воздушно-сухого состояния при комнатной температуре. Это позволяло ориентировочно оценить влажность материала и не допустить прочного связывания подвижных форм элементов, которое происходит при более высоких температурах. Воздушно-сухие пробы растирали резиновым пестиком в фарфоровой ступке и отбирали навески для экстракции.

Экстракцию делали ацетатно-аммонийным буфером с pH=4.8, который рекомендован для извлечения подвижных форм химических элементов (Агрохимические методы..., 1975, Procedures..., 2002) и хорошо показал себя в исследованиях мерзлых дисперсных грунтов. Полученные вытяжки центрифугировали для полного отделения осадка и анализировали методом спектрометрии индуктивно связанной плазмы на спектрометре Perkin Elmer Optima 5400 DV.

В экстрактах получали концентрации 27 элементов (Ag, Al, B, Ba, Bi, Ca, Cd, Cl, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, In, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, S, Si, Sr, Tl, Zn). Список проанализированных элементов включает все элементы, входящие в состав основных ионов порового раствора и образующие подвижные формы за исключением кислорода и азота, а также наиболее распространенные микрокомпоненты. Элементы, входящие в этот список, существенно отличаются по свойствам, входят в состав различных соединений, образуют в поровом растворе как анионные, так и катионные формы. В результате, в дисперсной системе грунта они обладают различной миграционной способностью. Далее, по концентрациям элементов в вытяжках рассчитывали их содержания в сухом веществе. Общее содержание подвижных форм элементов в каждой пробе находили суммированием содержания всех компонентов.

Определяемые элементы присутствуют в грунте в существенно различающихся количествах. Поэтому для сопоставления распределений их содержания по профилю минеральных прослоев все значения нормировались в пределах амплитуды реальных отклонений индивидуально для каждого элемента. В результате получали кривые распределений содержания подвижных форм элементов (относительные единицы) по высоте минеральных слоев между линзами сегрегационного льда.

Для проверки воспроизводимости данных независимые опыты были выполнены на четырех одинаковых образцах. Во всех четырех случаях получены одинаковые результаты. Для проверки однородности распределения элементов в образцах, не прошедших этап криогенной обработки, были выполнены дополнительные (контрольные) измерения. Контроль подтвердил однородность изучаемого материала. Число взятых проб и проанализированных экстрактов в каждом образце было от 14 до 22, а суммарное количество элементопределений составило около 2300. Таким

образом, объем выполненных измерений достаточен для получения достоверных выводов.

Результаты и обсуждение

На рисунке 1 показано распределение общего содержания подвижных форм элементов вдоль оси образца в ячейке в пределах пары смежных минеральных прослоев, разделенных линзой сегрегационного льда.

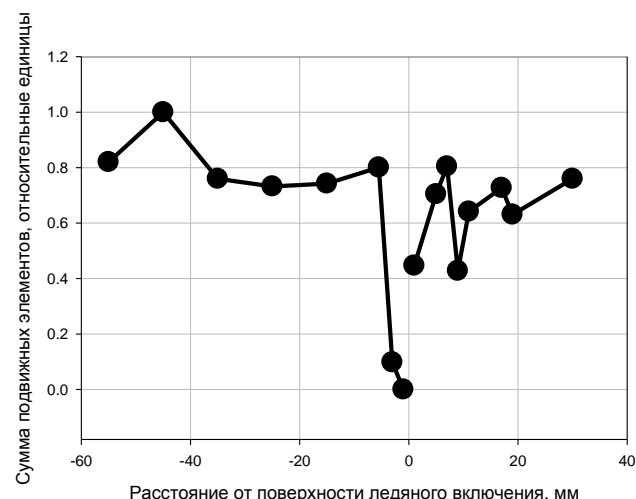


Рис. 1. Распределение суммы подвижных форм элементов в минеральном прослое мерзлого суглинка в передовой (положительные значения длины вдоль оси образца) и тыльной (отрицательные значения длины вдоль образца) зонах влияния включения сегрегационного льда

Здесь и далее нуль длины образца (горизонтальная ось) соответствует поверхности ледяной линзы. Положительные значения длины соответствуют части минерального прослая, которая располагается со стороны передовой поверхности ледяной линзы. Во время льдовыделения передовая поверхность растущей линзы была направлена в сторону источника тепла. К этой передовой поверхности был направлен поток жидкого порового раствора со стороны талой зоны. Отрицательные значения длины соответствуют части минерального прослая, расположенной со стороны тыльной поверхности линзы сегрегационного льда. Тыльная поверхность в период льдовыделения была направлена в сторону низких температур.

На кривой распределения суммарного содержания подвижных веществ (рис.1) виден максимум справа от ледяной линзы. Он соответствует зоне концентрирования растворимых веществ, которые поступали к поверхности льдовыделения в период сегрегации льда. Минимум слева от линзы льда соответствует тыльной зоне минерального прослая. Эта кривая почти точно воспроизводит полученные ранее данные о распределении простых солей в зонах концентрирования при промерзании грунтов. Форма кривой распределения суммы подвижных форм химических элементов подтверждает, что сегрегация льда сопровождается образованием зоны концентрирования порового раствора вблизи передовой поверхности растущего ледяного включения.

Данные многокомпонентного анализа позволяют рассмотреть группы элементов, выделяя их в соответствии с геохимической классификацией элементов А. И. Перельмана. В классе катиногенных элементов в качестве примера рассмотрим калий. Из класса элементов с высокой окислительно-восстановительной активностью выберем железо, а из класса консервативных микроэлементов, образующих в основном малоподвижные формы, – медь (рис.2).

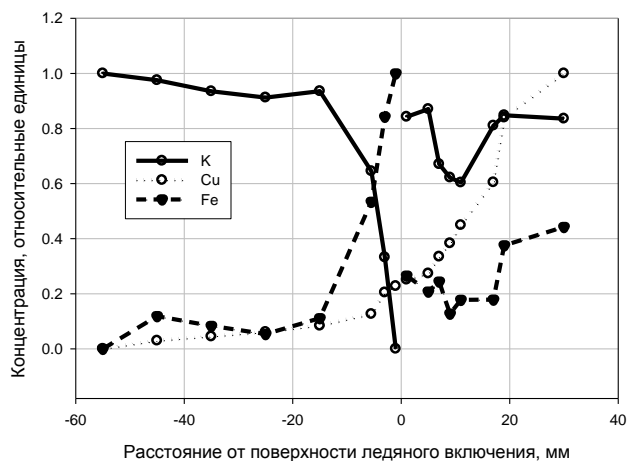


Рис. 2. Калий, медь и железо в тыльной и передней зонах влияния включения сегрегационного льда

Распределение калия (рис.2) отражает существование зоны концентрирования (локальный максимум в передней зоне справа от штира) и близко по форме к распределению суммы подвижных веществ (рис.1). Наряду с другими основными компонентами химического состава порового раствора и поглощающего комплекса, калий вносит существенный вклад в распределение суммы подвижных веществ. Из трех обсуждаемых элементов в случае калия наблюдаем наибольший перепад содержания между тыльной и передней зонами влияния ледяного включения. Относительное накопление железа наблюдается в тыльной (а не в передней, как у калия) зоне. Из-за сравнительно малого по сравнению с основными ионами порового раствора абсолютного содержания подвижного железа его вклад в распределение суммарного количества подвижных веществ невелик. При этом по месту относительного накопления железа качественно отличается от калия. Промежуточную форму кривой распределения наблюдаем в случае меди. Содержание меди постепенно возрастает от внутренней части штира, достигая максимума на сравнительно большом удалении от зоны концентрирования большинства растворимых веществ.

Таким образом, распределения калия, меди и железа в минеральном прослое неодинаковы. Разная форма кривых распределения компонентов, имеющих неодинаковую подвижность, объясняется их разделением при массопереносе во время сегрегации льда.

Рассмотрим другие элементы, которые относятся к тем же группам геохимической классификации, что и калий, медь и железо. К группе катиногенных элементов кроме калия принадлежат элементы 1-й и

2-й групп периодической системы. Среди них проанализированы барий, кальций, калий, литий, магний, натрий и стронций.

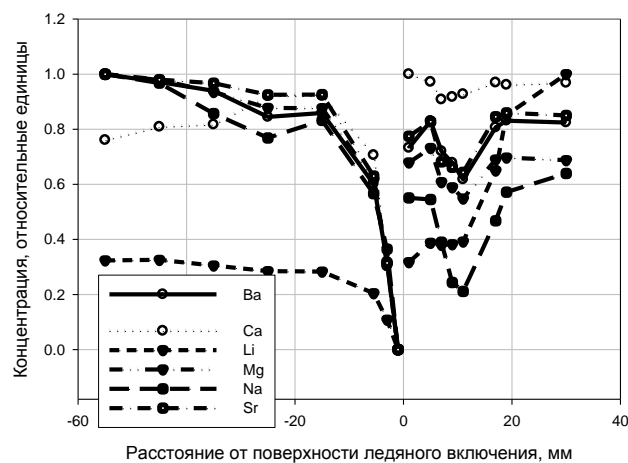


Рис. 3. Элементы, образующие в дисперсной системе грунта преимущественно катионные формы

При всем разнообразии свойств катионов и возможных адсорбированных, комплексных и молекулярных форм этих элементов их распределения имеют сходный характер (рис. 3). Единственное наблюдаемое различие между кривыми на рисунке 3 – несовпадение локальных максимумов кальция и натрия с одной стороны и остальных элементов с другой стороны.

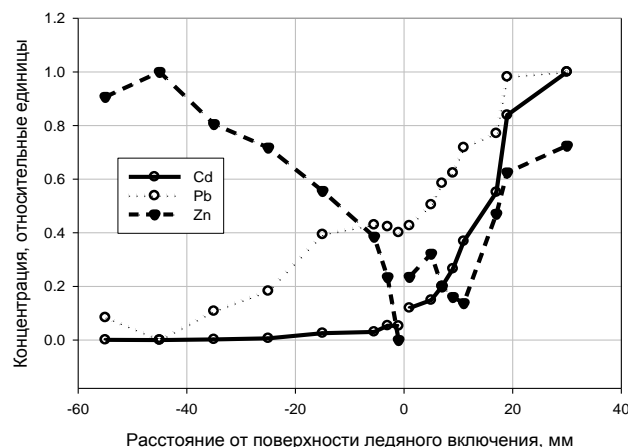


Рис. 4. Распределения микроэлементов, обладающих в дисперсных системах малой подвижностью

Наибольшее накопление кальция и натрия наблюдаются в непосредственной близости к штиру, а всех прочих элементов – во втором слое передней зоны влияния штира. Возможно, что увеличение разрешения полученных распределений позволило бы проследить намечающееся здесь разделение элементов. В целом данные рисунка 3 показывают, что поведение всех элементов 1-й и 2-й групп в рассматриваемой системе сходно.

Из числа проанализированных элементов в группу микроэлементов с малой подвижностью входят медь, цинк, свинец, кадмий, серебро, индий, ртуть, таллий и висмут. Формы кривых распределения кадмия и

свинца сходны и имеют монотонный характер с увеличением концентрации при переходе их тыльной зоны к передовой. В отличие от свинца и кадмия, цинк вытесняется из зоны влияния ледяного включения во внутреннюю часть минерального прослоя (рис. 4).

В случае серебра и индия наблюдаются локальные максимумы содержания в тыльной зоне при наибольшей концентрации в средней части минерального прослоя (рис. 5).

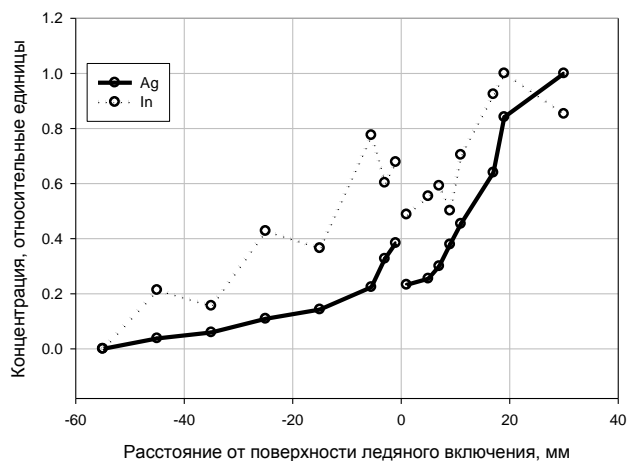


Рис. 5. Серебро и индий в зонах влияния включений сегрегационного льда

Заметное снижение содержания ртути и таллия в тыльной зоне наблюдается на фоне монотонного распределения свинца и висмута (рис. 6).

Многообразие химических соединений, в которых эти элементы могут находиться в дисперсной грунтовой системе, определяет особенности их миграционных свойств и, очевидно, является причиной формирования различных по форме распределений.

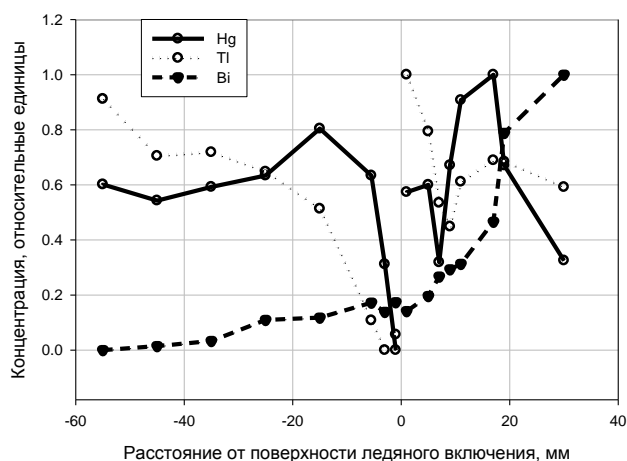


Рис. 6. Ртуть, таллий и висмут в зонах влияния включений сегрегационного льда

В группе элементов, активно участвующих в окислительно-восстановительных превращениях (с 6й по 8ю группу 4го периода), лишь железо имеет выраженный максимум содержания в тыльной зоне влияния ледяного включения (рис.2). Накопление хрома в тыльной зоне выражено менее контрастно.

Марганец, кобальт и никель накапливаются в передовой зоне влияния сегрегационного льда (рис.7).

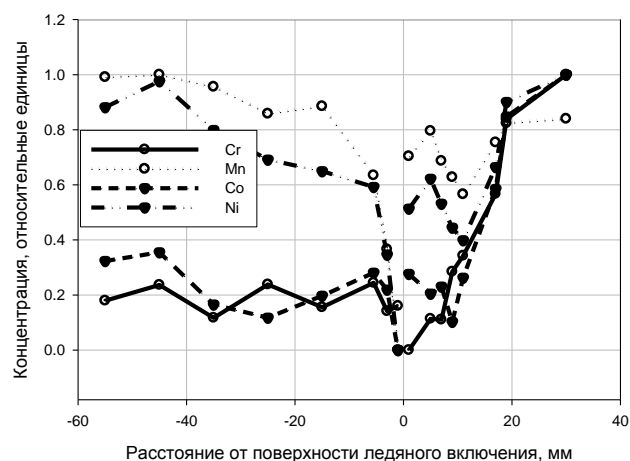


Рис. 7. Элементы, наиболее активно участвующие в окислительно-восстановительных превращениях

Различие форм кривых распределения элементов (Ni, Mn), Cr, Co, Fe показывает, что формирование сегрегационного льда сопровождается разделением этих элементов.

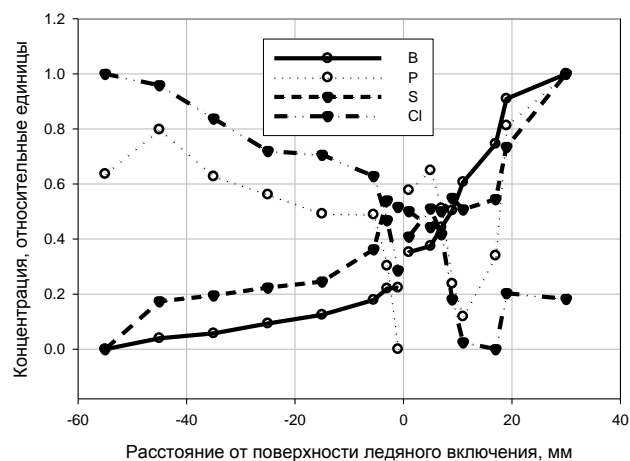


Рис. 8. Элементы, преимущественно входящие в состав анионов

В группе элементов, которые в поровых растворах преимущественно входят в состав анионов, фосфор и хлор накапливаются в передовой зоне. Накопление бора и серы наблюдается в тыльной зоне, причем положения максимумов для этих элементов не совпадают. Эти данные показывают, что при сегрегационном льдообразовании перераспределение аниогенных элементов (P, Cl, S, B) в грунте происходит по-разному (рис. 8).

Подвижность алюминия и кремния в грунтовых системах во многом определяется реакцией среды. В кислой среде оба эти элемента образуют стабильные минеральные осадки, в щелочной их подвижность существенно возрастает. В кислый ацетотно-аммонийный экстракт способна перейти лишь незначительная часть от общего содержания кремния и алюминия. Вероятно, эти элементы в кислотнорастворимой фракции связаны с органическим веществом.

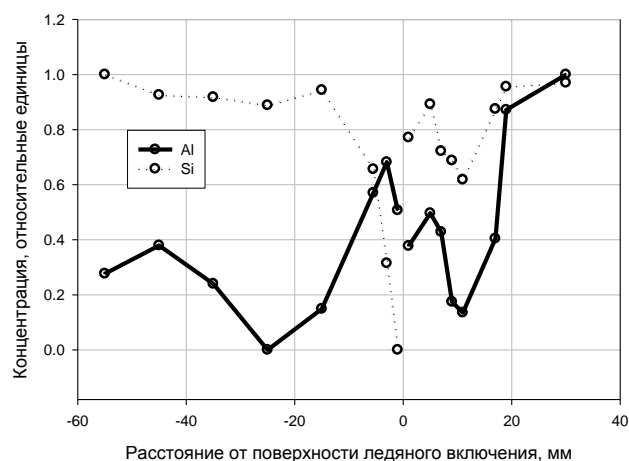


Рис. 9. Распределение элементов, подвижность которых контролируется реакцией среды

Как и для большинства макрокомпонентов, относительное накопление подвижного кремния и алюминия наблюдается в передовой зоне влияния ледяного включения (рис.9). При этом в тыльной зоне поведение алюминия и кремния различно. Максимум относительного содержания алюминия находится ближе к ледяной линзе, чем зона с наибольшим содержанием кремния. По-видимому, это различие также связано с неодинаковой подвижностью элементов в суглинистом материале минерального прослая.

Заключение

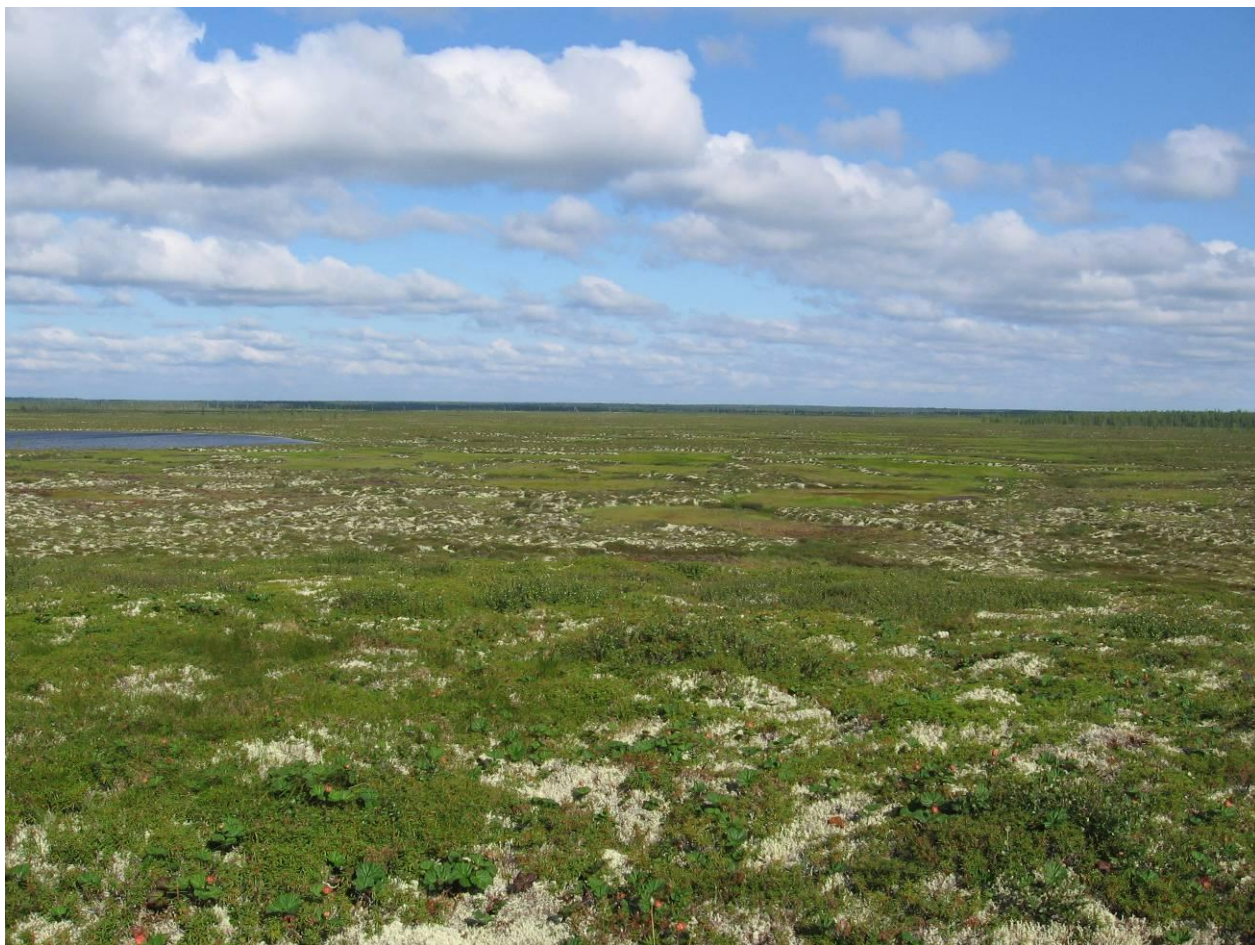
Данные многокомпонентного спектрального анализа показывают, что распределения элементов в минеральном прослое, которые формируются в промерзающем грунте при сегрегационном льдообразовании, имеют различную форму. Большая часть элементов, образующих при диссоциации соединений катионные формы, накапливается в зоне концентрирования порового раствора возле передовой поверхности включения сегрегационного льда. Напротив, накопление анионов происходит в основном в тыльной зоне и, возможно, внутри линз сегрегационного льда. Для части рассмотренных элементов наблюдается монотонное распределение. Различная форма кривых распределения элементов в минеральном прослое подтверждает, что сегрегационное льдообразование сопровождается разделением компонентов порового раствора, имеющих разную подвижность.

Благодарности

Настоящая работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, проект 11-05-00789.

Литература

- Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975, 656 с. *(на русском языке)*.
 Procedures for Soil Analysis. Ed: L.P. van.Reeuwijk. Technical Paper 9, 6th Edition. International Soil Reference and Information Centre, FAO, United Nations. Wageningen, Netherlands, 2002, 120 p.



Превентивная локализация негативных экзогенных геологических процессов в криолитозоне

В.В.Пендин, Т.П.Дубина, О.С.Овсянникова

Российский государственный геологоразведочный университет (РГГРУ-МГРИ), Москва, Россия

С.Д.Ганова

МГТУ Правительства Москвы

Реферат

Территория криолитозоны севера Западной Сибири, даже в естественном состоянии, подвергается интенсивной термоэрозии, развитию солифлюкции, криогенному растрескиванию. В связи с этим, назрела острая необходимость в оперативной разработке и осуществлении защитных мероприятий. Одним из них является устройство мерзлотно-дренажных поясов с выполаживанием откосов насыпи; планировкой трассы с засыпкой глинистым грунтом траншей, термокарстовых понижений и термоэрозионных борозд; подсыпкой торфа на оголенные участки трассы и засыпкой его поверхности слоем дренирующего крупнообломочного материала мощностью 0,15-0,20м с целью сохранения торфа от иссушения и дефляции; отводом поверхностных вод путем устройства водоотводящих земляных валов из уплотненного суглинки.

Ключевые Слова: инженерно-геокриологические условия; солифлюкция; термоэрозия.

Введение

Интенсивное освоение территорий севера Западной Сибири, для которых характерны сложные инженерно-геокриологические условия, требует разработки методики прогнозной оценки развития негативных экзогенных геологических процессов, связанных со строительством и эксплуатацией магистральных газопроводов. Территория криолитозоны севера Западной Сибири, даже в естественном состоянии, подвергается интенсивной термоэрозии, развитию солифлюкции, русловых процессов, криогенному растрескиванию.

Техногенные нагрузки, связанные с освоением газоконденсатных месторождений (ГКМ) Медвежье, Уренгойское, Заполярное, эксплуатацией трубопроводов-коллекторов месторождений, а также идущих от месторождений магистральных трубопроводов, приводят к активизации эрозионных и термоэрозионных процессов, в результате чего происходит увеличение площади тундры, лишенной растительного покрова, защищающего ее от эрозии. Поэтому широкое распространение получают ручейковая и овражная эрозия, которая в ближайшее время может привести к негативным последствиям (изменению почвенного покрова и всей природной среды, авариям и повреждениям инженерных объектов). Ручейковая (склоновая), овражная (линейная) и русловая (речная) эрозия тесно связаны между собой и составляют единый эрозионно-аккумулятивный процесс [Головенко и др., 1995].

Мероприятия по локализации процессов

Интенсивность термоэрозии зависит от целой группы причин и условий (таблица). В результате стационарных наблюдений на трассах уже действующих газопроводов в криолитозоне установлено, что при современной технологии строительства режим функционирования

газопроводов начинает нарушаться уже в первые годы эксплуатации. На третий - четвертый год эксплуатации, как правило, в той или иной мере нарушено до 30% обваловки [Шарапова, 1991]. В связи с этим, назрела острая необходимость в оперативной разработке и осуществлении защитных мероприятий.

Так как кроме процесса термоэрозии, в пределах трасс газопроводов, проложенных в криолитозоне, развиваются также процессы криогенного растрескивания и солифлюкции, то мероприятия по предотвращению их развития должны быть комплексными, позволяющими локализовать все три вышеперечисленных негативных процесса.

После завершения строительно-монтажных работ рекомендуется выполнить комплекс мероприятий, которые должны обеспечить надежную эксплуатацию газопровода. Работы выполняются в следующей последовательности:

1. Проведение инженерной рекультивации: вертикальная планировка насыпи и трассы, засыпка строительных понижений и канав, термокарстовых западин и термоэрозионных борозд, обсыпка или подсыпка торфом или глинистым грунтом на насыпи и на оголенных участках трассы, укрепление солифлюкционных и термоэрозионных склонов.

2. Установление характера увлажнения участков трассы с точки зрения биологической рекультивации.

3. Проведение биологической рекультивации насыпи и трассы: восстановление или создание почвенного слоя, подсев или посев семян травы, укладка мохово-растительных покрытий (ковров), внесение удобрений, организация службы для ухода за растительным покровом на трассе.

Мероприятия на горизонтальных участках трассы

На практически горизонтальных участках трассы, где уклон местности не превышает 1,5°, мероприятия в рамках технической рекультивации должны быть направлены на создание условий для

самовосстановления растительного покрова на трассе и образования его на насыпи (обваловке) газопровода. При этом предпочтение следует отдавать тем мероприятиям, которые способствуют образованию и росту мохового покрова, так как мох толщиной 0,3 м приводит к уменьшению глубины протаивания до 0,3-0,5 м. На таких участках необходимо выполнить следующие мероприятия: - планировка и выположение насыпи с тем, чтобы крутизна поперечных откосов не превышала 1:5, если насыпь создана с применением насыпного, лучше глинистого, грунта; - планировка трассы с засыпкой глинистым грунтом канав, термокарстовых понижений и термоэрозионных борозд; - укладка на насыпи

подушки из мха и торфа толщиной 0,2-0,3 м, с тем, чтобы уменьшить глубину сезонного оттаивания и создать благоприятные условия для возникновения и укоренения растительного покрова; ширина подушки должна превышать ширину насыпи на 2 м в обе стороны; - подсыпка торфа мощностью 0,15-0,2 м на оголенные места; - отвод излишков воды, накапливающейся у основания насыпи путем устройства водоотводящих земляных валов (дамб) из уплотненного суглинка. Валы устраиваются углом к насыпи и покрываются торфом толщиной 0,2-0,3 м с тем, чтобы уменьшить глубину сезонного оттаивания под валами.

Таблица. Причины и условия, определяющие процесс термоэрозии

Причины		Условия	
Климатические	Твердые и жидкие атмосферные осадки	Рельеф	Крутизна поверхности
	Ветер		Длина склонов
	Относительная влажность воздуха		Экспозиция склонов
	Температура воздуха		Форма поверхности склонов
Гидрологические	Режим стока талых и дождевых вод	Растительность	Кустарнички
	Характер потока		Травы
Экзогеодинамические	Морозобойное трещинообразование		Мхи и лишайники
	Деградация мерзлоты	Неотектонические	Направление неотектонических движений
	Термокарст	Геологические	Условия залегания
	Солифлюкция		Состав, состояние и свойства грунтов
	Боковой эрозионный размыв рек и ручьев и др.	Геокриологические	Криогенная текстура грунтов
Техногенные	Нарушение естественного растительного покрова		Температура грунтов
	Дорожные колен		
	Придорожные кюветы		
	Открытые траншеи		
	Отсыпка насыпей льдистым рыхлым грунтом		
	Дополнительный сток промышленных и бытовых вод и др.		

Обладая “структурным сцеплением”, обусловленным совместным воздействием капиллярных, молекулярных и коллоидных сил, а также неразложившихся растительных остатков [Грунтоведение, 2005], торф не разрушается водным потоком. Иногда наблюдается размыв торфяников, который обусловлен не разрушением самого торфа, а эрозией по полигонально-жильным льдам. На участках минеральных тундр, где условия для восстановления растительного покрова и зарастания насыпи не очень благоприятные, для предохранения торфяной обсыпки от дефляции в период как летнего, так и зимнего иссушения, можно рекомендовать применить разработанные почвоведом и геоботаниками такие активные мероприятия, как летний полив с подсевом трав и зимнее снегозадержание путем установки щитов и кулис [Творогов, 1990].

Канадские специалисты для уменьшения глубины сезонного оттаивания, а, следовательно, для снижения солифлюкционных и термоэрозионных процессов, рекомендуют обсыпку склонов специально подготовленной древесной стружкой [Pick Archie use..., 1987].

Мероприятия на субгоризонтальных участках

На участках трассы, где уклоны местности превышают 1,5°, для повышения устойчивости газопровода рекомендуется после завершения строительно-монтажных работ выполнить следующий комплекс мероприятий: - планировка и уположение откосов насыпи с тем, чтобы поперечный уклон их не превышал 1:5; - устройство подушки из мха и торфа толщиной 0,2-0,3 м и шириной, превышающей ширину насыпи на 2 м в обе стороны; - покрытие подушки слоем дренирующего крупнообломочного или щебнистого грунта мощностью 0,15-0,20 м. При такой мощности подсыпки щебень (камни) образуют 1,5-2 слоя, что не препятствует зарастанию насыпи, но способствует сохранению торфа от иссушения и дефляции. Расход дренирующего грунта составляет 2-2,5 м³ на 1 п.м. насыпи.

Для предотвращения солифлюкционного оползания грунтов и развития термоэрозии на насыпи и на трассе рекомендуется устраивать поперек склона дренажно-мерзлотные пояса. Дренажно-мерзлотный пояс, в отличие от мерзлотного пояса, устраивается следующим образом. Поперек склона отрывается траншея глубиной 0,3-0,5 м и шириной 1,5 м. Траншея заполняется торфом заподлицо с поверхностью, поверх торфа насыпается банкетка (вал) из дренирующего щебенистого грунта

мощностью 0,2-0,3 м, что обеспечивает сохранение естественного поверхностного стока на склоне. Резкое уменьшение глубины сезонного оттаивания под мерзлотным поясом приводит к появлению опорных стенок в слое оползающего грунта при солифлюкции. Расстояние между стенками, т.е. между дренажно-мерзлотными поясами уменьшается по мере роста интенсивности солифлюкционного и термоэрозионного процессов. На участках с интенсивным проявлением как термоэрозии, так и солифлюкции расстояние между дренажно-мерзлотными поясами должно составлять не более 15 м. Каменная обваловка пояса позволяет также предохранять торф от вымывания и дефляции в летний период.

Дренажно-мерзлотный пояс, создаваемый над трубой газопровода, позволяет решить две задачи. Во-первых, он предохраняет грунты насыпи (обваловки) от постепенного оползания вниз по склону вдоль траншеи. Во-вторых, пояс нарушает целостность массива грунта обратной засыпки трубы при его промерзании. Поэтому расстояние между трещинами при морозобойном растрескивании резко возрастает, что благоприятно сказывается на напряженно-деформационном состоянии трубы и ее изоляции. При создании дренажно-мерзлотного пояса, пересекающего основную, наиболее нарушенную часть трассы шириной по 5-7 м от насыпи газопровода в обе стороны, расход торфа составляет 6-8 м³, дренирующего грунта - 2,5-3 м³. На склонах, сложенных песками, обычно фиксируется формирование стока, как поверхностного, так и подземного, в грунтах обратной засыпки траншеи. Этот сток приводит к разрушению, разуплотнению и размыву обваловки.

Для резкого уменьшения термоэрозионного процесса рекомендуется устраивать дренажные пояса. Дренажный пояс представляет собой перемычку в траншее, точнее, в обваловке трубы, из щебнистого дренирующего грунта. К перемычке с обеих сторон примыкают банкетки из щебнистого грунта, отсыпанные в виде вала, шириной по низу 1,5 м и длиной 5-7 м каждый. Высота вала изменяется от 0,3 м у насыпи до 1,5 м в дальнем конце.

Мероприятия на склоновых участках

На склонах, сложенных песчаными грунтами, крутизной 6° и более, рекомендуется дополнительно выполнить следующие мероприятия. Во-первых, для полного прекращения выноса песка дренажный пояс рекомендуется делать как заполнение совершенного дренажа в три слоя: снаружи отсыпается слой дресвы или гравия толщиной 0,5 м, затем основной слой щебня толщиной 1,5 м и снова слой дресвы или гравия толщиной 0,5 м. Во-вторых, насыпь между дренажными поясами рекомендуется обсыпать дренирующим щебнистым грунтом толщиной 0,15-0,2 м, чтобы предотвратить размыв песка на всем протяжении склона.

Расстояние между дренажами определяется в зависимости от уклона и вида песчаного грунта. Оно не должно превышать длины пути, на котором

струйки воды приобретают скорость, достаточную для размыва данного вида грунта.

При обсыпке насыпи дренирующим грунтом, который бронирует насыпь, расстояние между дренажными поясами резко возрастает. Однако, на склоне должно быть не менее двух поясов, в том числе, один в основании склона.

Для устройства такого дренажного пояса требуется не менее 6,5 м³ щебенистого грунта и до 4 м³ дресвы (гравия) при устройстве совершенного дренажа. На обсыпку насыпи, как уже отмечалось выше, требуется 2,5-3 м³ дренирующего грунта на 1 п.м.

Заключение

В заключение следует отметить, что при устройстве насыпи со сплошной укладкой нетканного материала следует ожидать его разрыва в процессе эксплуатации криогенными трещинами. Поэтому, рекомендуется укладка нетканного материала отдельными секциями. Длина этих секций должна быть равна расстоянию между криогенными трещинами, полученному в результате прогнозных расчетов с учетом вида грунта и условий охлаждения его над трубой газопровода. Целесообразна также укладка на наиболее сложных и опасных по развитию эрозии участках насыпей георешеток, обеспечивающих сохранность почвенно-растительного слоя.

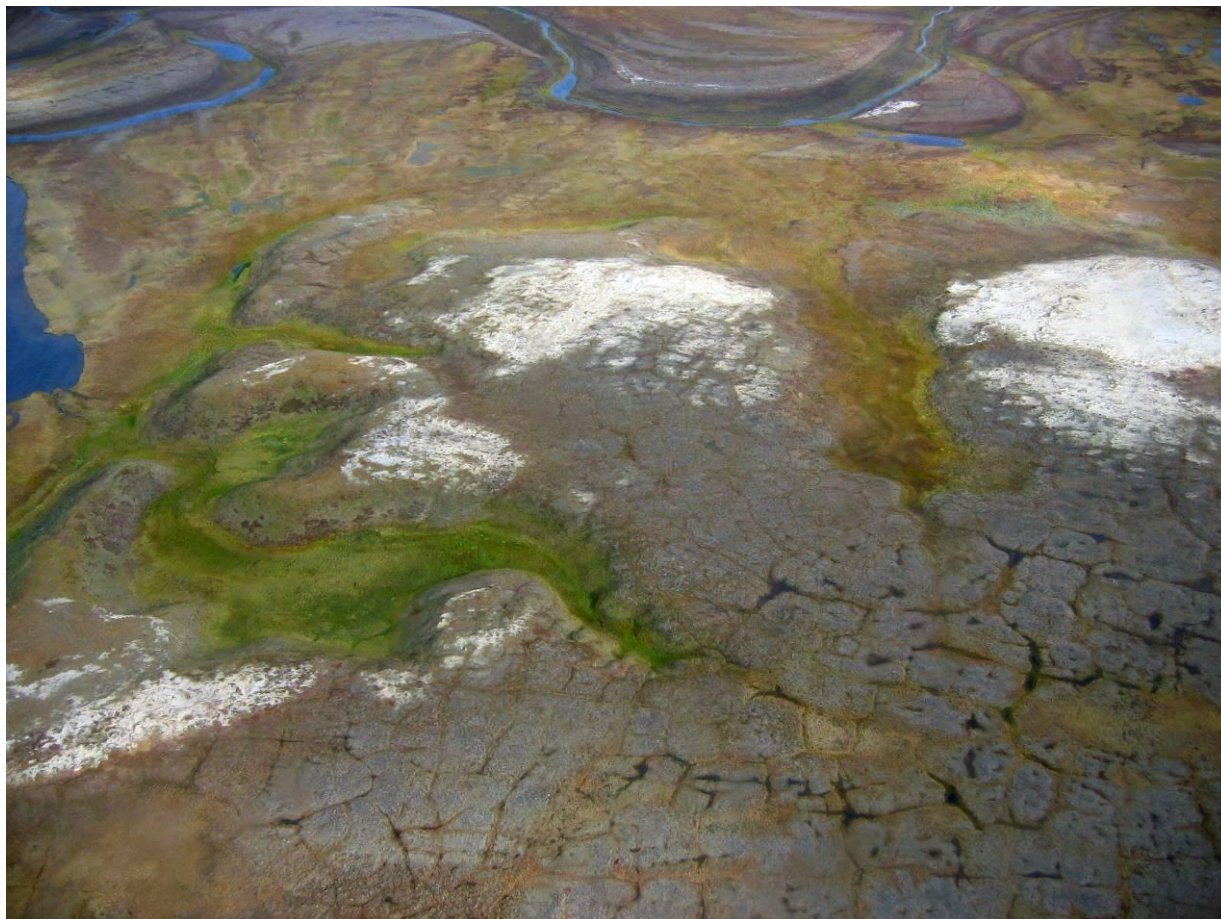
Как уже отмечалось выше, резкое уменьшение числа криогенных трещин в грунтах насыпи следует ожидать при устройстве дренажно-мерзлотных и мерзлотных поясов, нарушающих сплошность массива грунта над трубой.

Благодарности

Работа выполнена в рамках проекта 11-05-00122 финансируемого РФФИ.

Литература

- Головенко С.С., Григорьев В.Я., Крыленко И.В., Матвеев Б.В., Сидорчук А.Ю. Эрозионно-аккумулятивные процессы на п-ве Ямал и их оценка в связи с промышленным освоением региона (на примере Бованенковского ГКМ) // Эрозия почв и русловые процессы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995, с.104-120.
- Грунтоведение. / Под ред. В.Т.Трофимова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, Изд-во Наука, 2005. – 1024 с.
- Творогов В.А. О восстановлении растительного покрова (рекультивации) в экстремальных условиях Крайнего Севера // Геокриологические исследования на севере Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1990, с.47-54.
- Шарапова Т.А. Подземная прокладка газопроводов в сильнольдистых грунтах // Надежность газопроводных конструкций. – М.: ВНИИГаз, 1991, с.102-107.
- Pick Archie use of wood chips for mermafrost slope stabilization. // CSER Centen. conf. Montreal may 19-22. 1987. Proc Vol. 2 sec.1. Montreal, 1987. P.345-365.



Газопроявления в криогенной толще Бованенковской газоносной структуры

Е.Е.Подборный
ОАО «ТюменьНИИГипрогаз, Тюмень, Россия

Реферат

Выполнены исследования геологического и криолитологического строения криогенной толщи, в которой сконцентрированы скопления свободного метана и газовых гидратов. Определены геокриологические и криолитологические характеристики и параметры слоев с крупными газогидратными скоплениями, определены условия и закономерности, связывающие газосодержание мерзлых и охлажденных пород с их составом, строением и свойствами. Определены частота встречаемости, интервалы залегания и средняя мощность слоев газо- и газоводосодержащих прослоев и линз в геолого-генетических комплексах отложений Бованенковского месторождения, характер газопроявления при бурении и при испытании скважин, приуроченность газопоявлений к песчаным или глинистым грунтам криогенной толщи. Показано определяющее значение криолитогеоза в формировании состава криогенной толщи над газоносной структурой.

Ключевые Слова: газосодержание мерзлых и охлажденных пород, криогенная толща.

Введение

Толща пород надсеноманских отложений Бованенковского месторождения в интервале глубин от 10 – 750 м содержит определенное количество газа, а в зоне благоприятных термодинамических условий гидратообразования и, особенно, в криогенной части разреза – газовые гидраты. Содержание газа фиксируется по данным газового каротажа бурового раствора, по газопоявлениям при бурении скважин, в том числе по внезапным выбросам бурового раствора. Для слоев криогенной толщи при испытаниях в параметрических скважинах получены значительные дебиты газа в сотни и тысячи м³/сут.

Источником информации о газопоявлениях в мерзлой части криогенной толщи Бованенковской газоносной структуры послужили материалы бурения параметрических и добывающих скважин, опубликованные данные [Баулин и др., 1996; Буданцева, 2006; Клейменов и др., 1998; Кондаков и др., 2006; Баду 2011а, 2011б; Подборный, 2011; Черепанов, Меньшиков, Варягов и др., 2011]. Схема планового расположения газопоявлений, постоянно расширяется по мере бурения добывающих скважин (рис.1).

Сведения о физико-химических основах формирования различных состояний природного газа в криолитосфере и основные закономерности генезиса, миграции, аккумуляции и фазовых превращений природного газа в ММП обобщены в работах [Якушев, 2010; Чувиллин и др., 1999; Истомин и др., 2006; Якушев и др., 2003].

Малые размеры залежей отмечаются в разрезе, где газоносные пески фациально замещаются мерзлыми суглинками. Газопоявления из песков отмечались на различных глубинах в пределах одной кустовой площадке при расстоянии между скважинами до 250 м. О незначительных размерах залежей свидетельствуют также резкие падения величины пластового давления при отработке скважин на факел. По оценочным расчетам размеры площадей газовых залежей могут составлять от первых десятков тысяч

до 80 тыс. м² при толщине залежи до 4-5 м и длине до 50-60 м.

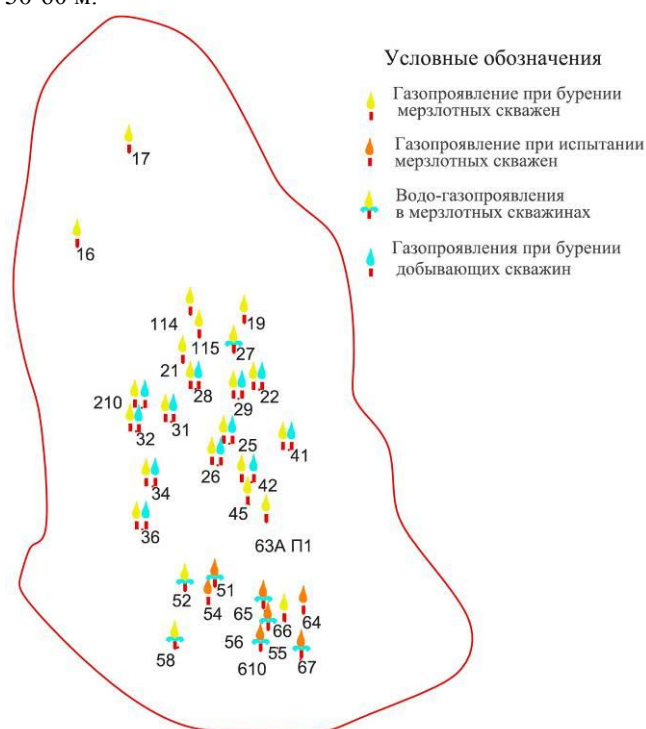


Рис. 1. Газопоявления при бурении параметрических и добывающих скважин в криогенной толще Бованенковского месторождения

Наличие или отсутствие пластов-коллекторов в разрезе мерзлой части криогенной толщи находится в зависимости от степени криогенной литификации отложений. В пределах пойменных участков и осушенных котловин хасыреев, где встречены газопоявления, видимая льдистость отмечается до глубин 35-45 м при абсолютных отметках поверхности от 3 до 6 м. На водораздельных участках территории с абсолютными отметками рельефа до 30-40 м видимая льдистость в разрезе фиксируется до глубин 90-100 и более метров. Кроме того, в верхней части разреза отмечены пластовые льды различной мощности и повышенная льдистость синкриогенных отложений, что не способствует образованию и

сохранению газосодержащих залежей с учетом относительно низких температур.

Газопроявления в Криогенной толще при бурении параметрических скважин

Газопроявления в криогенной толще при бурении параметрических скважин фиксировались по барботации или выбросам бурового раствора, а также по данным геофизических исследований скважин и испытаниям пластов-коллекторов (табл. 1-3).

Установлено, что интервалы газопоявлений в криогенной толще Бованенковской газоносной

структуры расположены в толще отложений позднего, среднего и раннего неоплейстоцена в интервале 15-220 м от поверхности. Более 80% интервалов газопоявлений встречены в отложениях салехардской свиты среднего неоплейстоцена и чаще всего в суглинках с включениями линз или прослоев песка. Наиболее часто газопоявления встречаются на участках сокращения мощности мерзлой толщи, под руслами низовьев рек Морды-Яха и Се-Яха, и на участках распространения самых крупных хасыреев и озер.

Табл. 1. Встречаемость, средние интервалы залегания и мощность слоев газосодержащих и газоводосодержащих отложений в геолого-генетических комплексах отложений криогенной толщи

Геолого-генетический комплекс	Встречаемость среди всех газоводосодержащих слоев, %	Интервал залегания, м		Мощность слоя, м
m, pm III ₁	6,5	25,9	29,3	3,5
mg II ₂₋₄	80,6	81,6	89,8	8,3
m I ₂ -II ₁	8,1	124,7	130,4	5,7
mg I ₁	4,8	181,8	189,3	7,5

Табл. 2. Характер насыщения, встречаемость среди всех газо-водосодержащих слоев, средние интервалы залегания и мощность слоев газосодержащих и газоводосодержащих отложений в геолого-генетических комплексах отложений криогенной толщи

Геолого-генетический комплекс	Характер насыщения пласта	Встречаемость, %	Интервал залегания, м		Мощность слоя, м
			от	до	
m, pm III ₁	газопоявление при бурении	3,2	30,2	32,7	2,5
	газ при испытании	3,2	21,5	26,0	4,5
mg II ₂₋₄	газопоявление при бурении	29,0	76,2	80,8	4,6
	газ при испытании	42,0	74,5	81,8	7,3
	газоводопоявление при бурении	6,5	84,5	102,3	17,8
	газ и вода при испытании	3,2	91,0	94,5	3,5
m I ₂ -II ₁	газопоявление при бурении	6,5	149,4	153,7	4,4
	газ и вода при испытании	1,6	100,0	107,0	7,0
mg I ₁	газопоявление при бурении	1,6	166,0	174,0	8,0
	газ при испытании	3,2	197,5	204,5	7,0

Табл. 3. Встречаемость, средние интервалы газосодержания в грунтах различного состава

Геолого-генетический комплекс	Характер насыщения пласта	Вид грунта	Встречаемость, %	Интервал залегания, м		Мощность слоя, м
				от	до	
m, pm III ₁	газ	песок	1,6	32	33,3	0,9
		суглинок	1,7	28	32,0	4,0
		газ при испытании	1,6	28	33,0	
mg II ₂₋₄	газ	песок	1,6	74	78,5	4,5
		супесь	1,6	76	84,0	8,0
		суглинок	25,8	76	80,7	4,4
	газ при испытании	песок	4,9	67	73,0	6,3
		супесь	4,8	76	85,5	9,8
		суглинок	32,2	76	82,6	7,2
	газ, вода	супесь	3,3	76	88,6	13,1
		суглинок	3,2	94	116,0	22,5
	газ и вода при испытании	суглинок	3,2	91	94,5	3,5
m I ₂ -II ₁	газ	суглинок	6,4	149	153,7	4,4
	газ и вода при испытании	супесь	1,7	100	107,0	7,0
		суглинок	1,6	138	144,0	6,0
mg I ₁	газ	суглинок	1,6	166	174,0	8,0
		суглинок	1,6	209	215,0	6,0
		глина	1,6	186	194,0	8,0

Слабые притоки газа (50-100 м³/сут) получены из отложений казанцевской свиты верхнего неоплейстоцена в интервале глубин 28-33 м (твердомерзлая часть разреза), казымской свиты среднего неоплейстоцена в интервале 100-150 м (пластичномерзлая часть разреза) и полуйской свиты нижнего неоплейстоцена в интервале 166-210 м (охлажденная часть разреза).

Начальные дебиты до 200 м³/сут отмечены для 30% из числа испытанных газовых объектов, до 1000 м³/сут для 38%, до 3000 м³/сут для 22%, а свыше 3000 м³/сут для 10% внутримерзлотных газовых залежей.

Продуктивные пласты с дебитом 1000 м³/сут и более характерны для интервала глубин минус 60-115 м (пластичномерзлая часть разреза), в нижней части (пластичномерзлая и охлажденная части разреза) выявлены пласты с максимальными дебитами от 5 до 14000 м³/сут. Дебиты до 800 м³/сут зафиксированы в

твердомерзлой части разреза с абсолютными отметками минус 35-85 м. Низкими значениями начальных дебитов до 50 м³/сут характеризуются пласты в интервале абсолютных отметок минус 179-187 м, составляющем пластичномерзлую и охлажденную части разреза. Следует отметить, что в палеогеновых отложениях, занимающих обычно охлажденную часть разреза, газонасыщенные пласты не выявлены.

Газопроявления в криогенной толще при бурении добывающих скважин

При бурении добывающих скважин, в каждой из них по данным газового каротажа бурового раствора фиксируются газосодержащие породы в криогенной толще (табл.4).

Таблица 4. Интервалы глубин (м) газопроявления из криогенной толщи при бурении добывающих скважин

Скважина	от	до	Скважина	от	до	Скважина	от	до
2502	33.0	594.7	2803	29.5	501.0	3203	25.6	120.0
2503	11.1	599.4	2804	96.0	562.6	3300	0.0	544.1
2504	15.1	603.1	2805	89.0	539.2	3301	14.6	537.6
2505	11.3	660.1	2806	49.0	648.0	3302	24.0	601.4
2506	88.4	624.3	2903	10.0	528.3	3303	13.9	750.0
2507	10.0	654.1	2904	10.0	606.5	3304	32.2	535.3
2601	44.5	553.0	2905	10.0	626.5	3305	120.0	502.6
2602	450.6	683.4	2906	10.0	564.0	3306	22.2	572.2
2603	10.0	775.0	2907	10.0	530.5	3307	120.1	450.0
2604	10.0	500.0	3101	47.0	750.0	3308	120.0	571.0
2605	10.0	572.6	3104	450.0	568.0	3309	120.0	367.2
2606	10.0	450.1	3106	10.0	595.5	3310	120.0	596.0
2800	28.0	450.0	3107	120.0	615.2	3311	120.0	750.0
2801	90.2	530.5	3108	10.0	683.2	3401	25.1	633.2
2802	70.0	540.0	3201	42.0	716.0	3402	10.3	576.1

В большинстве случаев гидратонасыщенные коллекторы являются гидрофильными породами. В разрезе отложения газогидратов выделяются и по величине удельного сопротивления, поскольку газогидрат, как и лед является изолятором. Их удельное сопротивление изменяется в пределах 4-160 Ом, и повышенное сопротивление является вполне надежным признаком газогидрата.

Стенки скважины в интервале, содержащем газогидраты, практически не нарушены в отличие от нижележащих интервалов водонасыщенных коллекторов, где стенки скважины разрушаются.

Скопления газогидратов часто подстилаются водоносной частью того же коллектора, содержащего свободный или растворенный газ. Существование газа в водоносной части коллектора обусловлено тем, что ниже границы стабильности образование газогидрата в газонасыщенном интервале невозможно, т.е., граница стабильности газогидратов совпадает с подошвой их скопления.

Интерпретация Данных

При сопоставлении данных параметрического бурения НТФ «Криос» и данных ГИС ООО «Газпром

геофизика» получена комплексная инженерно-геологическая характеристика разреза одной из кустовых площадок Бованенковского месторождения.

По данным параметрической мерзлотной скважины, интервал 7-32,8 м сложен прибрежно-морскими песками казанцевской свиты (поздний неоплейстоцен), пылеватыми, серыми, с оторфованными прослойками и линзами. Криогенная текстура песков массивная, в суглинистых прослойках микро-тонкошлифовая слоистая. По данным ГИС в этом интервале отмечается зона льдистых песчаных пород с высоким удельным сопротивлением 100-160 Ом, в которой размыв ствола скважины превышает зону исследования каверномером.

Интервал 30-120 м сложен морскими и ледниково-морскими отложениями салехардской свиты (средний неоплейстоцен), представленными темно-серыми суглинками с примазками, вкраплениями и прослоями черного органического вещества, местами с прослойками песков мелких серых и темно-серых. Но до глубины 50 м разрез этого интервала сложен чередованием слоев глин, суглинков и супесей (1-1,5 м толщиной) с высоким сопротивлением (15-30 Ом), как в пластах, содержащих лед или газогидрат.

Интервал 50-120 м также сложен тонкослоистым чередованием глин, суглинков и супесей, но удельное сопротивление их уменьшается от кровли к подошве от 25 до 2,5 Ом·м. По плоскостям скола видны ледяные пленки толщиной до 1 мм. Криогенная текстура в основном массивная, но с единичными горизонтальными шпирями толщиной 0,5-1 мм в верхней части интервала.

В интервале 120-280 м верхняя часть разреза (120-200 м) представлена суглинками с прослоями глин и супесей. Прослои супесей и суглинков с невысокими коллекторскими свойствами (судя по увеличению удельного электрического сопротивления до 7,7-28 Ом·м) насыщены газогидратами.

В нижней части толщи (200-280 м) выделяются мощные пласты супесей и песков, явно льдистые, с повышенными газопоказаниями в пластовой жидкости.

Интервал 280-500 м по геофизической характеристике талый. Породы этого интервала относятся к низкотемпературным талым породам, льдистые разности пород не выделяются, а газопоказания - фоновые. Но в нижней его части выделяется водонасыщенный коллектор с повышенными газопоказаниями, свидетельствующими о наличии в пласте растворенного газа.

Таким образом, криолитологическая характеристика разреза подтверждается данными исследований геологов ООО «Газпром геофизика». Льдистые породы верхней части разреза от 0 м до 20-30 м составляют твердомерзлую часть криогенной толщи. Мерзлые породы пластичномерзлой части разреза содержат отдельные прослои коллекторов (охлажденных пород), насыщенных газогидратами и водой до глубин 260-270 м. ниже залегают низкотемпературные талые породы с прослоями водонасыщенных коллекторов до глубины около 400 м.

Предполагается [Кондаков, Язынин и др., 2006], что свободные газы внутримерзлотных залежей имеют биогенное происхождение. газы, сорбированные в толще ММП содержат незначительную примесь газов, мигрировавших из нижележащих газовых залежей. Газы, сорбированные в толще ниже подошвы ММП, относятся к смешанным.

По мнению геологов ВНИГНИ [Клейменов, Размышляев, Плюшев, 1998] газогенерация с образованием собственного газопродуктивного разреза в надсеноманской толще продолжалась в течение многих миллионов лет, вплоть до наступления похолодания климата и формирования криогенной толщи в раннем неоплейстоцене. Промерзание сковало грунтовую толщу, и охлаждение ее создало оптимальные условия перехода газа в гидратное состояние и формирования зоны образования и стабильности гидратов в широком интервале надсеноманского разреза. Здесь гидраты проявляются только при вскрытии их скважинами, когда рассредоточенные в глинистом разрезе маломощные коллекторские интервалы в процессе бурения выводятся растеплением и декомпрессией из криологически связанного стабильного состояния. Они приурочены к линзам и прослоям оторфованных пылеватых песков и супесей с пониженными засолением и влажностью, но с повышенной температурой начала замерзания.

Главной причиной выбросов в скважинах являются рассредоточенные в разрезе надсеноманской толщи газовые скопления, обладающие избыточным давлением. Наиболее опасными в отношении газовых выбросов являются песчаные прослои, встречающиеся в зоне стабильности газогидратов.

Выводы

К общеизвестным положениям о генезисе газогидратов, их распространении в криолитосфере, следует добавить, что, рассматривая газогидраты как криолитологический компонент криогенной толщи, мы считаем:

1. В криогенной толще эпихронным промерзанием зафиксирована та газонасыщенность грунтовой толщи, которая сложилась к началу криогенной литификации разреза.

2. Миграция газов в флюидосистеме грунтовой толщи продолжается в течение нескольких миллионов лет. Промерзание грунтовой толщи в пределах газоносной структуры, зафиксированное в ее криогенном строении, началось на рубеже конца среднего – начала позднего неоплейстоцена. В отложениях, накопившихся за этот отрезок времени, газогидратные выбросы зафиксированы только в низах казанцевской свиты позднего плейстоцена, а верхняя (синкриогенная) толща сильнольдистых песков образует мощный барьер – покрывку для миграции глубинного газа. В более древних отложениях поздненеоплейстоценовое промерзание приостановило миграцию газонесущих флюидов. Газогидраты были зафиксированы в мерзлой части криогенной толщи. Миграция газов или их новообразование продолжалось только в самых крупных подрусловых и подозерных таликах, и только в голоцене после мощного термокарстового процесса по полигонально-жилым и пластовым залежам льда.

3. Поскольку максимальные по объему и продолжительные по времени газопроявления приурочены к массивам песчаных слоев и горизонтов, то следует предполагать, что они туда попали с напорными водами сложной гидрогеологической системы среднего и раннего неоплейстоцена.

4. массивы газогидратов в мерзлой суглинистой части криогенной толщи образуются из местного органического материала микробактериальной переработкой.

5. В талой части разреза газогидраты формируются в соответствии с термобарическими условиями зоны гидратообразования.

6. Отечественными и зарубежными учеными показано, что криолитосфера в целом проницаема для газа, поэтому в ней возможны образования газогидратов из глубинного газа, мигрирующего снизу через литологические неоднородности и разломы. Зоны высокой газонасыщенности возникали в надкупальной части газоносной структуры из-за того, что в течение позднего неоплейстоцена в грунтовой толще возникла непроницаемая покрывка сильнольдистых грунтов мощностью в десятки метров.

Стационары Болванский и Уренгойский имеют сходные геологические, геоморфологические и ландшафтные условия. Из климатических факторов, влияющих на формирование температурного режима и глубину сезонного протаивания ММП, на обоих

стационарах сходны среднелетние температуры воздуха и условия снегонакопления. Среднегодовая температура воздуха на севере Западной Сибири оказывается ниже на 5°C, чем на Европейском Севере, что достигается за счет более суровых условий в зимний период.

Глубина протаивания пород контролируются, прежде всего, среднелетними температурами воздуха и оказывается сходной на обоих стационарах. Результаты мониторинга свидетельствуют об увеличении глубины протаивания на дренированных участках южной тундры в последние 10-12 лет, но по сравнению с 80-ми годами XX века эта тенденция не подтверждается.

Низкие среднегодовые и среднезимние температуры воздуха в Западной Сибири определяют достаточно суровые геокриологические условия в тундровых ландшафтах с температурами ММП -4...-5°C, в то время как на Европейском Севере они попадают в интервал -1...-2°C.

В последние 30 лет для рассмотренных регионов характерен высокий тренд климатического потепления, равный 0,06...0,07°C/год. При этом в Западной Сибири к концу 1990-х приурочен некий тепловой максимум, маркированный появлением и последующим исчезновением древесной растительности на южнотундровых ландшафтах.

Общим в реакции криолитозоны на потепление климата является то, что наибольшие темпы повышения среднегодовой температуры ММП двух регионов характерны для низкотемпературных ландшафтов, а наименьшие – для высокотемпературных.

На Европейском Севере тренды температуры горных пород в естественных ландшафтных условиях в 2...7 раз меньше трендов температуры воздуха, в то время как в Западной Сибири лишь в 1,5...2,5 раза.

Благодарности

Работа выполнена на основе высококачественных материалов изысканий НТФ «Криос» и ООО «Газпром геофизика».

Литература

- Бадю Ю.Б. 2011а. Криогенные толщи газоносных структур севера Западной Сибири. //Материалы Четвертой конференции геокриологов России. МГУ им. М.В.Ломоносова. Т.2.Часть 5.- М: Университетская книга. С.9-15.
- Бадю Ю.Б. 2011б. Геологическое строение криогенной толщи севера Западной Сибири. //Инженерная геология. № 1. С. 40-56.

- Баулин В.В., В.И.Аксенов, Г.И.Дубиков. 1996. Геокриологические условия Бованенковского месторождения. Том II. Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала // – Тюмень, ИПОС СО РАН. 240 с.
- Буданцева Н.А. 2006. Газопроявления в мерзлых породах. // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Т.1. Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения. – СПб.: Недра, с.235-247.
- Истомин В.А., Якушев В.С., Махонина Н.А., Квон В.Г., Чувилин Е.М. 2006. Эффект самоконсервации газовых гидратов // Газовая промышленность, спецвыпуск «Газовые гидраты». С. 36-46.
- Клейменов В.Ф., Размышляев А.А., Плюшев Д.В. 1998. Прогнозирование аварийных газопоявлений в скважинах, вскрывающих разрез многолетнемерзлых пород. //Геология, геохимия, геофизика и разработка нефти и газа. - М.: ВНИГНИ. С. 149 – 162.
- Кондаков В.В., Язынин О.М., Ленденгольц В.А., Галевич А.Ш. 2006. Характер внутримерзлотных газопоявлений в криолитозоне Ямала. // Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений, т. 2. – Тюмень. С. 106-108.
- Подборный Е.Е., Бадю Ю.Б. 2011. Корреляция разрезов кайнозойских отложений северного Ямала. // Материалы Четвертой конференции геокриологов России. МГУ им. М.В.Ломоносова. Т.2.Часть 5. – М: Университетская книга. С.143-148.
- Черепанов В.В., Меньшиков С.Н., Варягов С.А., Бондарев В.Л., Миротворский М.Ю. 2011. Природа межколонных газопоявлений на Бованенковском НГКМ. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. №9. С. 48-54.
- Чувилин Е.М., Якушев В.С., Перлова Е.В., Кондаков В.В. 1999. Газовая компонента толщ мерзлых пород в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (п-ов Ямал). – Доклады РАН, Т. 369, №4. С. 522-524.
- Якушев В.С. 2010. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. – М.: Изд-во: ВНИИГАЗ. 200 с.
- Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. 2003. Внутримерзлотные газовые и газогидратные скопления в Западной Сибири. // Сб.: «Газовые ресурсы России в XXI веке». – М. ВНИИГАЗ. С.171-184



Влияние твердых микрочастиц на измельчение льда

Л.С. Поденко, Н.С. Молокитина

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗСО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

Исследовано влияние твердых гидрофобных и гидрофильных частиц кремнезема на измельчение льда. Обнаружен неизвестный ранее эффект увеличения предельной степени дисперсности молотого льда при его измельчении в присутствии гидрофобизированного нанокремнезема. Показано, что присутствие гидрофильных микрочастиц кремнезема при дроблении льда слабо влияет на степень дисперсности молотого льда.

Ключевые Слова: Гидрофобные частицы; измельчение; лед; спекание.

Введение

Процессы измельчения льда широко распространены в природе и играют важную роль в технологиях получения дисперсного льда. В связи с эмиссией большого количества гидрофобных частиц в атмосферу, криосферу Земли в результате деятельности человека, действия природных факторов представляет интерес вопрос их влияния на процессы измельчения льда. Это также актуально в связи с поиском веществ, интенсифицирующих процессы измельчения льда при реализации технологий получения высокодисперсного льда. Вопросы влияния гидрофобных частиц на протекание процессов измельчения льда исследованы слабо.

Измельчение твердых частиц включает стадии деформирования частиц, их разрушения и образования дополнительной поверхности измельчаемого твердого тела (Фролов 1988). Стремление дисперсной системы уменьшить величину образованной поверхности приводит к слипанию, агрегированию частиц. Это служит основным препятствием для получения высокодисперсных систем методом дробления.

Известно, что гидрофобные частицы способны стабилизировать микрокапельные дисперсии воды, предотвращая слияние отдельных капель (Brinks & Murakami 2006). Так интенсивное смешивание воды, воздуха и гидрофобизированных частиц кремнезема приводит к формированию сыпучей микрокапельной дисперсии ("сухой воды"), в которой содержание жидкой воды может достигать 98 мас. %. Исходя из этого, можно предположить, что гидрофобные частицы способны предотвращать агрегацию частиц льда, способствуя тем самым интенсификации процессов их измельчения. Для проверки этого предположения проведены эксперименты по дроблению чистого и армированного водорастворимым полимером - поливиниловым спиртом (ПВС) льда в присутствии гидрофобных частиц. Армированный водорастворимым полимером лед выбран по той причине, что по своим прочностным характеристикам он существенно превосходит обычный лед (Сморыгин 1988). Анализ микроструктуры и поведения дисперсий, полученных при диспергировании льда, проведен с использованием методов оптической микроскопии и ядерного магнитного резонанса (ЯМР). Метод ЯМР привлечен по причине его высокой эффективности

при проведении анализа микроструктуры водных дисперсий, стабилизированных гидрофобными частицами (Поденко и др. 2011).

Экспериментальная часть

Лед, не содержащий добавок полимера – "чистый лед", получали замораживанием дистиллированной воды при температуре -10°C . Армированный лед готовился замораживанием водного раствора ПВС при температуре -10°C . Концентрация полимера в растворе составляла 5 вес. %. При этой концентрации ПВС образует гель. Для усиления гелеобразования добавлялась борная кислота в количестве 1 вес. %.

Диспергирование льда проводилось с помощью мелющего устройства ТУ 16-579.005-75 с рабочим объемом 0,3 л в холодильной камере при температуре -10°C .

В качестве гидрофобной добавки использован гидрофобизированный пирогенный диоксид кремния (аэросил R 202), который хорошо себя зарекомендовал как эффективный стабилизатор водных дисперсий (Мельников и др. 2011). Размер исходных частиц аэросила порядка 10-14 нм. В порошке частицы аэросила образуют агрегаты размером $\sim 0,1$ мкм. Угол смачивания для порошка аэросила определен методом лежащей капли составил 98° . В качестве гидрофильной добавки использован гидрофильный диоксид кремния (диатомовая земля D 3877 Sigma-Aldrich) с размером частиц менее 1 мкм.

Анализ микроструктуры полученных дисперсий проводился с помощью оптического микроскопа Motic DM 111 Digital Microscopy и метода протонной магнитной резонансной спектроскопии с использованием импульсного ЯМР-релаксометра Niumag MicroMR с резонансной частотой 20 МГц по методике, описанной в работе (Поденко и др. 2011).

Результаты и обсуждение

Эффективность измельчения твердых материалов определяется их механическими свойствами и склонностью к агрегированию вновь образованных частиц (Фролов 1988). Известно, что частицы льда легко агрегируются, и отличаются высокой скоростью спекания (Сморыгин 1988). Это затрудняет получение высокодисперсного льда методами механического помола.

В этой связи можно предположить, что эффективность измельчения льда будет увеличиваться в условиях, предотвращающих прямой контакт вновь образованных частиц.

Известно, что умеренно гидрофобные (угол смачивания водой $90^\circ - 120^\circ$) дисперсные материалы способны стабилизировать микрокапельные водные дисперсии, предотвращая слияние капель. Система стабилизируется благодаря образованию слоя гидрофобных частиц на поверхности капель, удерживаемых силами адгезии, и формированию самоассоциированной сетки из агрегатов гидрофобных частиц, заполняющей пространство между каплями (Fornu et al. 2009).

Возможно, подобный механизм способен предотвратить образование прямых контактов между поверхностями вновь образовавшихся частиц льда, предотвращая их агрегирование в процессе измельчения, тем самым обеспечивая формирование более дисперсного льда.

Для проверки этого предположения нами проведены специальные эксперименты по механическому диспергированию льда, включая диспергирование в присутствии гидрофобизированного и гидрофильного кремнезема. Эксперименты выполнены по следующей схеме. В мелющее устройство помещался измельченный до ~5 мм лед, либо лед и порошок высокодисперсного кремнезема. Масса кремнезема, составляла 5 % от общей массы засыпаемого льда. Время дробления льда во всех экспериментах задавалось 30 с.

Полученный таким образом дисперсный лед просеивался через сита с калиброванными отверстиями при температуре -10°C . В результате получены две фракции порошка с размером частиц (d) < 140 мкм и < 70 мкм. Во фракциях определялось содержание льда по изменению веса порошка в результате его высушивания при 105°C . На основании результатов взвешивания находилась процентная доля массы льда, содержащегося во фракции, по отношению к исходной массе льда (таблица 1).

Таблица 1. Результаты экспериментов по измельчению льда

Исходная система	Масса льда в исходной засыпке, г.	Доля льда во фракции ($d < 140$ мкм), %	Доля льда во фракции ($d < 70$ мкм), %
“Чистый” лед	70	7,1	0,1
Смесь “чистого” льда с аэросилом	73	25,6	16,6
Лед армированный ПВС	70	$< 0,1$	-
Смесь льда армированного ПВС с аэросилом	73	1,8	-
Смесь “чистого” льда с диатомовой землей	73	6,2	-

Из таблицы 1 видно, что в отсутствие гидрофобизированного кремнезема практически не

образуются частицы льда размером менее 70 мкм. Ситуация кардинально меняется при дроблении льда в присутствии гидрофобизированного кремнезема. В этом случае образуется значительное количество частиц льда с размером менее 70 мкм.

Согласно данным, приведенным в работе (Fornu et al. 2009), метод просеивания дает существенно завышенные значения размеров частиц дисперсии, стабилизированной гидрофобным аэросилом. По – видимому, сетка, состоящая из самоассоциированных частиц аэросила способна механически связывать стабилизированные частицы. Анализ распределения частиц молотого льда по размерам с использованием оптических методов затруднен в виду их полидисперсности. С учетом этого нами проведена оценка максимально возможного размера частиц молотого льда в дисперсии с использованием метода ЯМР.

В основу ЯМР-методики оценки размера частиц льда положен следующий факт. При оттаивании частиц льда, стабилизированных аэросилом, вода образует микрокапли рис.1 (Мельников и др. 2011), размер которых с учетом изменения плотности воды при переходе льда в жидкую воду и возможных процессов коалесценции капель должен быть близок либо превышать размер частиц льда. Таким образом, на основании величины размера микрокапель воды, сформированных в результате оттаивания частиц льда, можно оценить максимально возможный размер частиц молотого льда во фракции. Измерение размера микрокапель проведено нами с помощью ЯМР-релаксационных измерений по методике, приведенной в работе (Поденко и др. 2011).

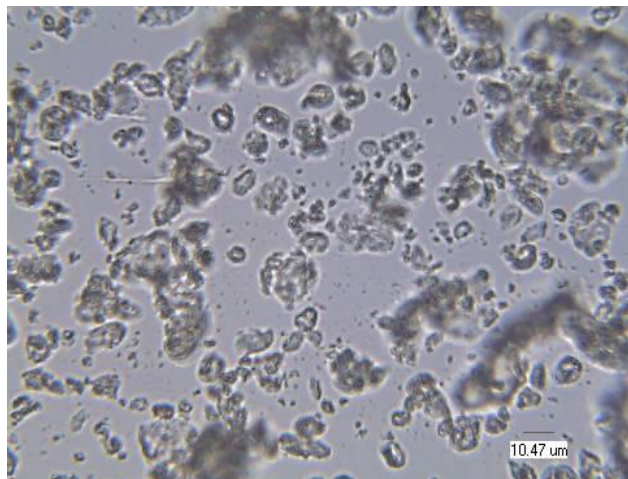
Для фракции ($d < 70$ мкм) максимально возможный размер частиц молотого льда оказался равным ~4,5 мкм.

Таким образом, при измельчении льда в присутствии гидрофобизированного кремнезема нижняя граница размера частиц измельченного льда уменьшается как минимум в десять раз с 70 мкм до 4,5 мкм.

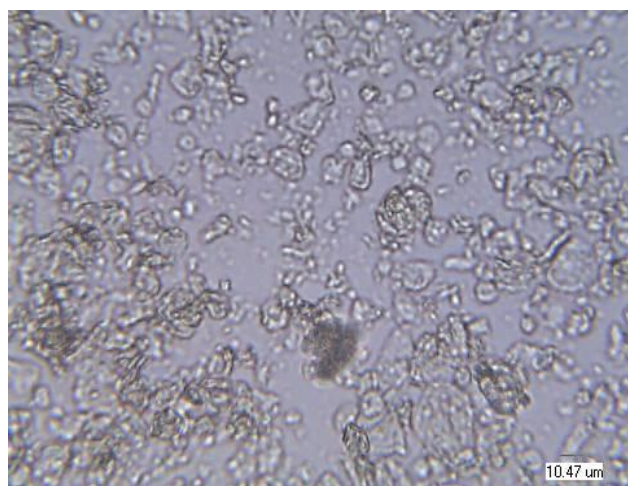
Механизм активирующего действия частиц кремнезема на измельчение льда может заключаться как в дополнительном механическом разрушении льда твердыми частицами кремнезема, так и в снижении эффективности слипания частиц льда в результате образования вокруг них защитных оболочек из гидрофобизированных частиц кремнезема.

Для выявления фактора, определяющего активационный эффект, нами проведены эксперименты по измельчению льда в присутствии частиц гидрофильного кремнезема (диатомовой земли). Как видно из таблицы 1, доля частиц льда с размером частиц менее 140 мкм осталась фактически такой же, как при диспергировании льда в отсутствие кремнезема. Это однозначно указывает на то, что рост эффективности диспергирования льда в присутствии гидрофобизированного кремнезема не связан с дополнительным механическим разрушением льда твердыми частицами кремнезема. Этот рост обусловлен исключительно образованием защитных оболочек вокруг частиц льда, состоящих из сетки

само ассоциированных частиц гидрофобизированного кремнезема.



а



б

Рис.1. Изображения дисперсии лед/аэросил в процессе ее оттаивания при комнатной температуре: а - время оттаивания 10 с; б - время оттаивания 300 с

Для установления влияния механических свойств льда на его измельчение нами дробился лед, армированный ПВС, обладающий большей механической прочностью по сравнению с “чистым льдом”. Из таблицы видно, что армирование льда водорастворимым полимером приводит к существенному снижению эффективности диспергирования льда (доля льда в просеянной фракции $d < 140$ мкм менее 0,1%). Это может быть обусловлено как большей механической прочностью льда, так и более эффективным агрегированием частиц армированного льда по сравнению с “чистым” льдом.

Для выявления склонности частиц льда, армированных ПВС, к агрегированию нами проведено сравнение эффективности спекания “чистого” льда и льда, армированного ПВС. С этой целью в присутствии аэросила R 202 получены фракции “чистого” и армированного ПВС льда с размером частиц, не превышающим 140 мкм. Фракции разделялись на несколько равных частей и помещались в холодильную камеру с температурой -15 С. По истечении двух, шести и сорока суток

отбирались пробы, которые оттаивали и проводили измерения их ЯМР-релаксационных параметров с целью оценки размеров стабилизированных аэросилом микрокапель воды по ранее описанной методике [ПС]. На основании полученных данных судили об изменении размеров частиц молотого льда в процессе его хранения в результате процессов спекания льда.

Спектры распределения T_2 дисперсий, полученных после оттаивания фракции “чистый” лед/аэросил и фракции лед, армированный ПВС/аэросил, имеют несколько компонент, свидетельствующих о полидисперсном распределении размеров капель, а, следовательно, и частиц льда (Рис. 2,3).

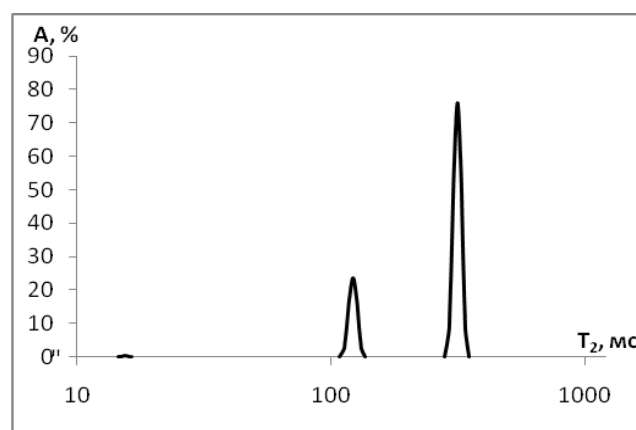


Рис.2. Распределение T_2 для оттаявшей дисперсии “чистый” лед/аэросил. Температура 30°C.

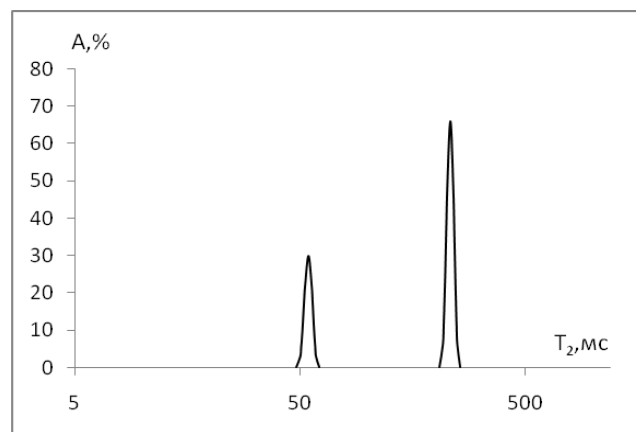


Рис.3. Распределение T_2 для оттаявшей дисперсии лед армированный ПВС/аэросил. Температура 30°C.

В этой связи нами определялось средневзвешенное время релаксации (T_{2c}) по формуле:

$$T_{2c} = \frac{1}{\sum_{i=1}^3 A_i} \sum_{i=1}^3 A_i T_{2i}$$

где A_i – интегральная интенсивность i компоненты распределения T_2 , T_{2i} – наиболее вероятное время T_2 для i компоненты распределения T_2 .

Результаты расчета T_{2c} для оттаявших дисперсий льда, хранившихся при температуре -15°C , и величин относительных приращений T_{2c} (ΔT_{2c}) равных $(T_{2c} - T_{2c0})/T_{2c}$, где T_{2c0} – время T_{2c} оттаявших свежеприготовленных дисперсий льда, приведены в таблице 2.

Таблица 2. ЯМР релаксационные параметры для оттаявших дисперсий лед/аэросил.

Время хранения, сутки	“Чистый” лед/аэросил		Лед армированный ПВС/аэросил	
	T_{2c} , мс	ΔT_{2c} , %	T_{2c} , мс	ΔT_{2c} , %
2	262	0	150	0
6	266	2	171	14
40	416	43	211	41

Из таблицы 2 видно, что максимальное относительное изменение T_{2c} и, следовательно, изменение размеров частиц льда в процессе хранения близки для систем, полученных из “чистого” льда и льда, армированного ПВС. Это указывает на то, что интенсивности спекания частиц льда в обеих системах близки и присутствие ПВС слабо влияет на этот процесс.

Значит, низкая эффективность диспергирования льда, армированного ПВС, обусловлена исключительно более высокой механической прочностью армированного льда.

Заключение

Обнаружен неизвестный ранее эффект увеличения предельной степени дисперсности молотого льда при его измельчении в присутствии гидрофобизированного нанокремнезема.

Установлено, что механизм данного явления заключается в уменьшении эффективности слипания вновь образованных микрочастиц льда благодаря образованию механических барьеров вокруг отдельных частиц льда из сетки самоассоциированных гидрофобизированных частиц кремнезема.

Показано, что более низкая эффективность диспергирования льда, армированного ПВС, по сравнению с “чистым льдом” обусловлена более

высокой механической прочностью армированного льда.

Показано, что присутствие гидрофильных микрочастиц кремнезема при измельчении льда слабо влияет на степень его дисперсности.

Полученные данные указывают на то, что гидрофобные частицы, попадая в криосферу Земли, способны активизировать процессы измельчения льда.

Благодарности

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект №10-05-00270-а), программы фундаментальных исследований Президиума РАН (проект 13.7.4) и междисциплинарного проекта СО РАН № 62.

Литература

- Мельников В.П., Поденко Л.С. и Нестеров А.Н., Комисарова Н.С., Шаламов В.В., Решетников А.М., Ларионов Э.Г. 2011. Замерзание капель воды в дисперсии “сухая вода”. Криосфера Земли 2: 21-28. (на русском языке)
- Сморыгин Г.И. 1988. Теория и методы получения искусственного льда. – Новосибирск, “Наука”, 282 с. (на русском языке)
- Поденко Л.С., Нестеров А.Н. и Комисарова Н.С., Шаламов В.В., Решетников А.М., Ларионов Э.Г. 2011. Протонная магнитная релаксация в дисперсной наносистеме “сухая вода”. Журнал прикладной спектроскопии, 2 : 282-287.
- Фролов Ю.Г. 1988 Курс коллоидной химии. Поверхностные явления и дисперсные системы. – М., “Химия”, 464 с. (на русском языке)
- Brinks & Murakami 2006. Phase inversion of particle-stabilized materials from foams to dry water . Nature Materials, 11: 865-869.
- Forny L., Khashayar S. & Pezron I., Komungier L., Guigon P. 2009. Influence of mixing characteristics for water encapsulation by self-assembling hydrophobic silica nanoparticles. Powder technology, 189 : 263-269.

Энергия льда как эталон активности экзогенных геологических процессов

В.Л.Познанин

Институт минералогии геохимии и кристаллохимии редких элементов ИМГРЭ МПР–РАН, Москва, Россия

Реферат

Излагаются основные положения по обоснованию и использованию внутренней энергии льда в качестве эталона активности экзогенных процессов. Лед имеет форму куба со стороной 11 м, находится при температуре 0°C и нормальном атмосферном давлении. Внутренняя энергия эталона равна теплоте плавления куба льда $4,09 \times 10^{11}$ Дж. Высота эталона отражает главное свойство экзогенных процессов – подвижность, которая у льда реализуется в виде текучести материала с пределом пластичности 0,1 МПа (10^5 Дж/м³). Энергия льда логически вписывается в современную систему пространственно-временных и энергетических уровней организации экзогенных геологических процессов. По соотношению энергии процессов и ледяного эталона получены количественные критерии и параметры активности экзогенных геологических процессов вплоть до катастроф.

Ключевые Слова: Энергия льда как, экзогенные геологические процессы

Введение

Исходной позицией настоящего исследования является допущение о том, что во льдах космических тел существуют зачатки жизни. Тезис раскрывается с позиций эволюции Вселенной и планеты Земля. Сделанное допущение полностью реализовано на нашей планете в виде взаимодействия криосферы и биосферы как частей географической оболочки.

Современное состояние криосферы характеризуется наличием атмосферных, гидросферных, наземных и подземных льдов. Границы льдов в полярных областях мигрируют сезонно, находясь при температуре около 0°C и нормальном атмосферном давлении. Льды содержат определенное количество микроорганизмов, причем сам лед и биологическая субстанция обладают внутренней энергией – мерой механических, тепловых и биохимических процессов.

Идея использования внутренней энергии льда в качестве эталона активности геологических процессов появилась в результате обобщения полевых материалов режимных наблюдений за процессами овражной термоэрозии в Забайкалье, Якутии, Западной Сибири (1978-1992), когда было сформулировано понятие гидротермического потенциала стока – 10 и 419 кВт как меры активности процесса, установленной по статистическим данным параметров в координатах «температура – расход» и «мутность – теплопотери».

Критерии активности экзогенных процессов

В качестве эталона активности экзогенных процессов лед выбран на основании следующих соображений:

- лед внутри кристаллов является «абсолютно» чистым химическим веществом;
- он имеет тройную точку «пар – жидкость – твердое тело»;
- одновременно находится в трех состояниях во всех природных средах;
- характеризуется энергетическими (тепловыми) параметрами – теплотой плавления, испарения

(возгонки), удельной теплоемкостью и теплопроводностью;

- обладает главным свойством экзогенных процессов – подвижностью, т.е. способен течь или разрушаться при нагрузках более 0,1 МПа и 1 МПа, что соответствует объемной энергии льда 10^5 и 10^6 Дж/м³.

Эталон активности экзогенных геологических процессов представляет собой куб льда со стороной 1 м или 11 м плотностью 917 кг/м³ с температурой 0°C при нормальном атмосферном давлении 760 мм рт.ст. (около 0,1 МПа) и характеризуется внутренней энергией – теплотой плавления льда, соответственно, $E_1 = 3,07 \times 10^8$ Дж и $4,09 \times 10^{11}$ Дж. Внутренняя энергия эталонов может использоваться как мера любого природного процесса – механического, теплового, геохимического, электромагнитного, биологического, поскольку протекание каждого процесса сопровождается поглощением и выделением энергии. Энергия – универсальный показатель состояния объектов, процессов и явления; она прямо или косвенно отражает все основные физические характеристики – массу, протяженность, время, температуру, электрический заряд, количество структурных единиц (моль), силу света.

Сущность экзогенных геологических процессов заключается в направленном перемещении объемов горных пород, воды, льда и газов в любых соотношениях – от чисто «сухих» (обвалы, песчаные бури) до чисто водных или ледяных (абразия, экзарация) – таблица 1. Все они характеризуются наличием потенциальной, кинетической и тепловой энергии, которая есть мера их внутреннего состояния на разных уровнях организации экзогенных геологических процессов, которые (уровни) представляют собой систему взаимосвязанных объектов – геологических, ландшафтных, геодинамических. Эти объекты дифференцированы, соответственно, по гравитационному критерию (потенциальная энергия), радиационному тепловому (тепловая энергия) и динамическому (кинетическая энергия).

Таблица 1. Генетическая классификация экзогенных геологических процессов

Типы	безводный			водный			
Подтипы	физических полей (эфирный)		воздушный	собственно водный		ледяной	
Классы	гравитационный	термический	эоловый	флювиальный	инфильтрационный	гляциальный	криогенный
Виды	Обвалы (осыпи)	десквамация трещино- образование	коррозия дефляция перевивание	сели эрозия абразия	оползни суффозия карст	лавины экзарация ниваия	растрескивание пучение термокарст солифлюкция термоэрозия
Физические факторы процессов	гравитационный						
	термический						
	эоловый						
	флювиальный						
	инфильтрационный						
	гляциальный						
	криогенный						
	литогенный						

В пределах пространственных границ ($10^{-8} \dots 10^7$ м) и временных интервалов ($10^{-7} \dots 10^{12}$ с) выделено 10 уровней организации экзогенных геологических процессов (табл.2) с разной энергией фотосинтеза на восьми рабочих уровнях (Дж): точечный – $10^{-23} \dots 10^{-11}$; элементарный – $10^{-8} \dots 10^{-1}$; эталонный – $10^{+1} \dots 10^4$; детальный – $10^5 \dots 10^{10}$; локальный – $10^{11} \dots 10^{13}$; местный – $10^{13} \dots 10^{16}$; территориальный – $10^{16} \dots 10^{20}$; региональный – $10^{21} \dots 10^{25}$. Уровни организации экзогенных процессов представляют собой универсальную систему иерархически соподчиненных

геодинамических объектов – процессов любого генетического типа (класса), не зависящих от генезиса: самый простой процесс сдвига частиц на точечном уровне по мере возрастания уровней постепенно усложняется до денудации регионов, материков и планеты в целом. Совокупность уровней отражает пространственно-временное и энергетическое единство экзогенеза – реальную картину развития процессов – естественный геодинамический фон поверхности планеты.

Таблица 2. Уровни организации экзогенных геологических процессов

№	Название уровней	Геосистемное содержание уровней				
		геологическое	ландшафтное	пространственно-временное		геодинамическое
10	глобальный	поверхность литосферы	-	до 40000 км	-	планетарная денудация
9	материковый(с егментный)	верхние слои планетарных плит	ландшафты материков	до 10000 км	-	денудация материков
8	региональный	поверхностные слои геоструктур	ландшафтные страны	160...4000 км	до 10000 лет	комплексы денудации
7	территориальн ый	формации горных пород (генетические комплексы)	ландшафты разных рангов	30...160 км	1...100 лет	генетические комплексы потоков
6	местный	литолого-фациальные типы горных пород	местности- урочища	3...30 км	1 мес. ...1 год	генетические типы асинхронных потоков
5	локальный	монопородные геологические тела	фации	0,25...3 км	4...40 суток	основной тип потоков* горных пород, воды и льда**
4	детальный	грунтовые толщи рыхлых и скальных пород		4...250 м	1...100 час.	Структурирование потоков
3	эталонный	крупноглыбовые грунты с заполнителем или без него		0,3...3 м	1...100 мин.	массовый снос, смещение
2	элементарный	щебнисто-песчаные грунты		0,1...14 см	0,01...10 с	отрыв и разрыв
1	точечный	частицы пылевато- глинистых и скальных грунтов		$10^{-6} \dots 10^{-2}$ см	$10^{-7} \dots 10^{-3}$ с	сдвиг

* – в понятие потоков включены смещения горных пород при пучении и растрескивании всех типов

** – соотношение твердой, жидкой и газообразной составляющих потоков может быть любым

Энергию реальных экзогенных процессов логично сопоставлять с установленной энергетикой уровней их организации. Так, энергия ветрового переноса частицы грунта – песчинки диаметром 10^{-4} м при

скорости 0,1 м/с на точечном уровне составляет около 10^{-11} Дж; энергия сталкивания частицы размером 10^{-2} м при протекании солифлюкционного крипа или нивации колеблется в интервале $10^{-3} \dots 10^{-5}$ Дж на

элементарном уровне; энергия падения валуна с поперечником 0,3...0,5 м или осыпания эквивалентной массы песчано-гравийного грунта на борту речной террасы с высоты 2...4 м равна $10^2...10^3$ Дж (эталонный уровень); энергия овражной термоэрозии при врезании водного потока на глубину 2 м в течение трех часов при потенциале активности процесса 419 кВт уже составляет более 4×10^9 Дж на детальном уровне; энергия криогенных сплывов на локальном уровне при максимальном значении потенциала инженерно-геологического контура 400 кДж/м^2 достигает $10^{11}...10^{12}$ Дж, а энергия знаменитой Колкинской катастрофы 2002 г., равная 10^{15} Дж, соответствует энергетичности местного уровня организации экзогенных процессов. На территориальном и региональном уровнях ЭГП необходимо учитывать проявление не одного, а нескольких наиболее значимых процессов – их комплексов (см. таблицу). Внутренняя энергия ледяных эталонов $E_1 = 3 \times 10^8$ и $E_2 = 4 \times 10^{11}$ Дж прекрасно вписывается в разработанную систему: любой из экзогенных процессов любого уровня организации характеризуется строго определенной долей (числом) энергии эталонов. Этот факт позволил разработать критерии и параметры активности экзогенных процессов.

Критерии катастрофического протекания экзогенных процессов

Критерии активности экзогенных процессов основаны на отношении энергии процессов и их эталонов. Энергия процессов – потенциальная, кинетическая, тепловая – реализуется как способ направленного перемещения объемов (массы) горных пород с разной скоростью на разное расстояние. Объем перенесенного материала определяет площадь поражения различных частей – территории разного уровня, вызывая прекращение накопления энергии ландшафтами (фотосинтез) и человеком (производство). Скорость перемещения – динамическая характеристика давления на естественное или техногенное препятствие, которое повреждается или разрушается, если его прочность ниже произведения плотности на квадрат скорости. Активность процессов принято делить по качественным градациям на низкую, среднюю, высокую. Катастрофическую. Применив к данной шкале отношение энергии процесса E_i к энергии эталонов E_1 и E_2 , получим количественные критерии активности: низкая – $E_i/E_1 < 1,0$; средняя – $E_i/E_1 > 1,0$; высокая – $E_i/E_2 < 1,0$ и катастрофическая – $E_i/E_2 > 1,0$. Отсюда следует, что активность экзогенного процесса любого уровня организации может быть оценена количественно, где первая градация «безопасна», а четвертая – катастрофична.

Катастрофа экзогенных геологических процессов есть внезапное быстрое перемещение крупных объемов горных пород, вызывающие необратимые повреждения ландшафтов и техногенных объектов. Исходя из численного значения второго эталона, были рассчитаны соотношения объемов горных пород и скоростей их движения для каждого генетического

типа (класса) процессов в виде совокупности кривых катастрофичности (рис. 1).

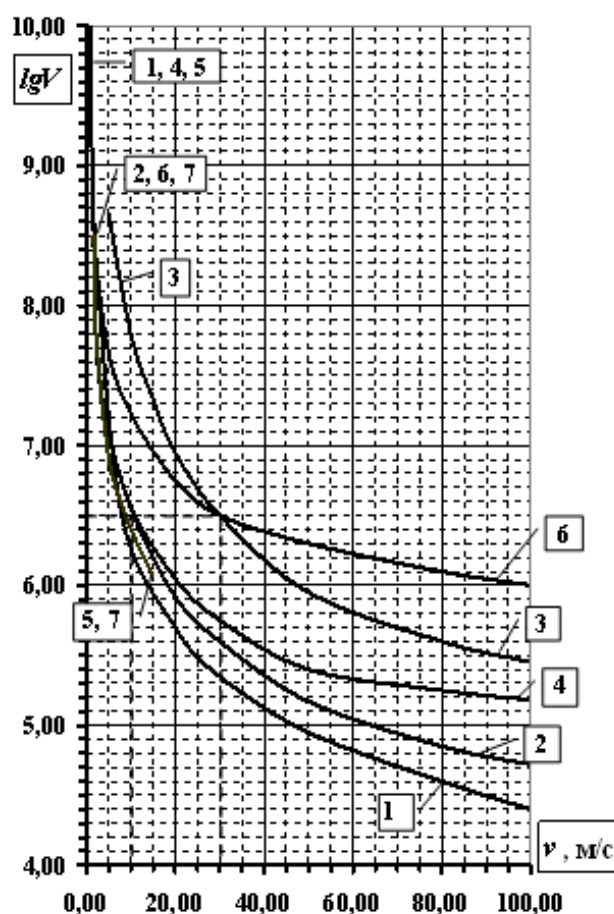


Рис. 1. Расчётные критерии катастрофического протекания экзогенных геологических процессов. Вертикальная ось – логарифм объёма перемещаемого материала, м^3 ; средняя скорость перемещения материала, м/с :

1 – обвалы; 2 – трещинообразование; 3 – дефляция – перевывание; 4 – сели; 5 – оползни; 6 – снежные лавины; 7 – криогенные сплывы

Использование энергетического эталона активности дало возможность определить критерии катастрофического протекания всех экзогенных процессов любой энергетики, которые имеют следующие параметры:

1. площадь необратимого повреждения или гибели ландшафтов с полным прекращением фотосинтеза – $0,74...1,1 \text{ км}^2$;
2. объем внезапно перемещенных процессами горных пород – около 1 млн. м^3 ;
3. скорость катастрофического перемещения объемов – $8...30 \text{ м/с}$ и более;
4. число одновременно проявленных процессов с энергией ниже эталона – $20...8000$;
5. длина участка развития процессов разной энергетичности или площадь квадрата со стороной от 120 м до 50 км.

Прогноз катастроф экзогенных процессов в опасном месте (бассейн) возможен с заблаговременностью от нескольких месяцев до 1 минуты по изменению характера кривой текущих событий во времени (ключевых признаков, возрастания энергии, площади, числа случаев и др.) только при высокой

профессиональной подготовке специалиста и точном знании механизма формирования процесса.

Выводы

Потенциальные возможности практического использования энергии льда эталона активности экзогенных геологических процессов заключаются в следующем:

- создании специальных экологических, инженерно-геологических и других тематических карт любого масштаба на любую территорию по суммарной энергии (мощности) экзогенных процессов в координатах легенды «энергия-активность»;
- разработке защитных инженерных сооружений, стоимость которых не может превышать суммарную стоимость энергии ЭГП;
- прямых стоимостных оценках последствий катастроф в силу универсальности энергии – 1 Дж имеет определенную цену (10-6 руб.) через 1 кВт-час электроэнергии;
- создании текущих оперативных прогнозов природных катастроф разного происхождения по изменению любого из параметров во времени – объема, площади, уровня, числа случаев и т.п.

Динамика криогенных процессов в северной тайге Западной Сибири в условиях меняющегося климата

О.Е.Пономарева, А.Г.Гравис, Н.М.Бердников

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия

Реферат

Древние и современные бугры, площади пучения, плоскобугристые торфяники занимают почти 70% территории Надымского стационара. Анализ данных повторных нивелировок их поверхности за период с 1971 г по 2000 г. показал, что происходит пульсирующее изменение их высоты с преобладанием подъема вершин бугристых форм, вследствие многолетнего пучения. Подъем происходит скачкообразно в «суровые» малоснежные зимы. Обсуждаются новые результаты, полученные после 2000 г., свидетельствующие о снижении интенсивности пучения, увеличении тепловой осадки, оживлении старых термокарстовых форм. Эти результаты, наряду с увеличением глубины оттаивания и подъемом температуры многолетнемерзлых пород свидетельствуют о неустойчивом состоянии геосистем торфяников из-за потепления климата и увеличения количества атмосферных осадков. Оценивается величина тепловой осадки пород. В заболоченных ложбинах стока с пониженной кровлей ММП, выявлены отдельные участки, на которых происходит аградация мерзлых пород, развитие многолетнего пучения, подъем поверхности с образованием гряд, отмирание влаголюбивой растительности на грядах.

Ключевые Слова: Бугры и гряды пучения, изменение климата, многолетнее пучение, подъем поверхности, тепловая осадка, термокарст.

Введение

Около 70% территории Надымского стационара, занимают торфяники, главным образом плоско- и крупнобугристые, а также единичные бугры и площади пучения (Мельников и др., 1983), к которым приурочены острова современных высокотемпературных многолетнемерзлых пород (ММП). Изучение бугров пучения на Надымском стационаре началось в 1971г. в связи с предстоящим сооружением газопровода Надым-Пунга. Было установлено, что бугры имеют миграционный генезис и что некоторые из них сложены с поверхности сильнольдистыми породами (Невечера, 1980). По возрасту бугры делились на молодые и древние. Считалось, что молодые бугры продолжают свой рост, а древние находятся в стадии деградации или в стабильном состоянии (Евсеев, 1976). Наличие высокольдистых пород и активный рост бугров, находящихся в зоне влияния газопровода, могли являться неблагоприятными факторами для устойчивости газопровода, поэтому за состоянием бугров был организован мониторинг, продолжающийся до настоящего времени. В ходе мониторинга было установлено, что в конце XX века рост всех бугров продолжался, и что плоскобугристые торфяники также испытывают подъем, обусловленный многолетним пучением. Судя по тому, что в естественных условиях проявления термокарста были редкими, этот процесс можно было считать слабоактивным или неактивным.

Повышение температуры воздуха, начавшиеся в 70 гг. и увеличение количества атмосферных осадков с 90-х гг. XX века привели к медленному, но устойчивому повышению температуры ММП, увеличению глубины протаивания и обусловили увеличение высоты кустарников и величины проективного покрытия ими поверхности почвы. Это в свою очередь должно было привести к усилению

снегозадержания и отрицательно сказаться на состоянии бугров пучения и усилить термокарст.

Наши инструментальные измерения подтвердили предположения лишь отчасти.

Исследования Ю.К. Васильчука (Васильчук и др., 2008) также свидетельствуют о том, что потепление климата может оказать на пучение неоднозначное влияние.

Описание района исследований

Надымский стационар расположен к юго-востоку от г. Надым, в северной тайге, в бассейне реки Надым (рис.1).

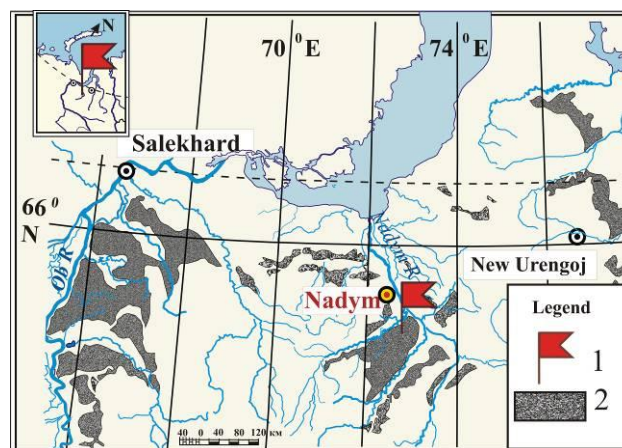


Рис. 1. Место расположения Надымского стационара
1– стационар, 2 – III озерно-аллювиальная равнина.

Три геоморфологических уровня выделяются в районе исследований: III озерно-аллювиальная равнина, II надпойменная терраса р. Надым и пойма Хейгияхи, левого притока р. Надым. Большинство объектов наблюдений расположено на III озерно-аллювиальной равнине, часть на пойме реки

Хейгияха. В пределах этих уровней верхняя часть разреза представлена песками пылеватыми, включающими многочисленные прослои супеси, суглинков, в различной степени оторфованных. Пески перекрыты торфом, мощность которого изменяется от нескольких сантиметров до 2м, а на отдельных участках поймы до 6м. Под песками с 6 - 8, реже с 4м залегают суглинки и глины. Высокая льдистость характерна для органогенных отложений, суглинков и глин, суммарная влажность которых достигает 100 и более процентов. Реликтовые многолетнемерзлые породы (ММП) залегают на глубинах около 100м. Высокотемпературные современные ММП приурочены к крупнобугристым и плоскобугристым торфяникам, а также к единичным буграм пучения. Температура ММП на глубине 10м под крупнобугристым торфяником за последние 40 лет поднялась с $-1,8^{\circ}$ до $-0,4^{\circ}\text{C}$ (Москаленко, 2011), а на плоскобугристых торфяниках с $-0,9^{\circ}$ до $-0,12^{\circ}\text{C}$ (Москаленко и др., 2006). Среди экзогенных процессов наибольшее развитие имеют сезонное, многолетнее пучение, в меньшей степени – термокары и тесно связанное с ними заболачивание. По возрасту, мы различаем крупнобугристые торфяники и бугры пучения на древние (более 300 лет) (Рис 2а) и молодые (образование которых происходит после начала мониторинга) (Рис. 2в). Возраст древних бугров определен дендрохронологическим (Москаленко и др., 2006) и радиоуглеродным методами (Матышак, 2009).



Рис 2 Древний (А) и молодой (В) бугры пучения.

Под заболоченными ложбинами стока (Рис 3) отмечается понижение кровли ММП.



Рис 3 Заболоченные ложбины стока с пониженной кровлей ММП.

Объекты и методика исследований

Мониторинг многолетнего пучения выполняется нивелированием от глубинного репера и контролируется по 2-м геодезическим знакам. Геодезические знаки расположены на поверхности II надпойменной террасы реки Надым, сложенной песками. Многолетнее пучение на этой террасе неактивно. Нивелировка выполняется в конце августа, когда подъем поверхности, обусловленный сезонным пучением, практически полностью компенсирован сезонной осадкой. Мониторинг высоты поверхности на первых объектах начал проводиться в 1971г. Со временем число объектов увеличивалось. К настоящему времени наблюдательная сеть состоит из 500 наблюдательных точек. Они расположены на площадке CALM, 7 профилях. Профили охватывают все природные комплексы Надымского стационара. Наблюдательные точки на 4 профилях, длина которых составляет 200 – 250м расположены через 2м, и на 3 профилях, общей длиной 2км расположены с произвольным шагом. Наблюдательные точки на площадке CALM размером 100х100м, расположены по сетке, через 10м.

Результаты нивелировки, сопоставляются с данными измерения глубины протаивания и температуры ММП. Глубина протаивания определяется щупом в первых числах сентября. Температура ММП измеряется 2 и 4 канальными логгерами в скважинах глубиной 10м и в одной 30-метровой скважине. Измерение ведется круглогодично, с интервалом 6 часов. Результаты этих работ сопоставляются с данными метеостанции г. Надым, расположенной в 30км к северу от объектов наблюдений.

Анализ климатических параметров по данным метеостанции Надым

Для анализа использовались среднемесячные и среднегодовые значения климатических параметров по метеостанции Надым за весь период метеонаблюдений (с июля 1959г. по температурам воздуха и с января 1961г. по атмосферным осадкам). Данные свидетельствуют о направленном изменении параметров с начала 70-х гг. XX века. К настоящему

времени, в целом, климат стал более «мягким», количество атмосферных осадков возросло.

Смягчение климата проявляется в повышении температур воздуха, в наибольшей степени – весенних (май) и летних. Тренд сумм положительных температур воздуха за 1970–2010 гг. составляет $0,2^{\circ}\text{C}$ в год, что привело к увеличению мощности сезонно-талого слоя на 25% и повышению температур ММП на крупнобугристых торфяниках на $1,4^{\circ}\text{C}$ (Москаленко, 2011). Переход температуры через 0°C , в 60-е годы происходил в мае и в начале октября. К 2005г. даты перехода сдвинулись главным образом за счет повышения температур воздуха в мае (Рис. 4) и в отдельные годы в октябре (Рис.5) до положительных значений. Длительность периода с отрицательными температурами при этом сократилась в среднем на 15–20 дней.

$T^{\circ}\text{C}$

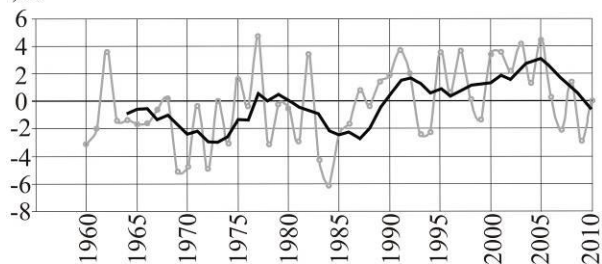


Рис. 4. Изменения температуры воздуха в мае ($T^{\circ}\text{C}$) и линия тренда

$T^{\circ}\text{C}$

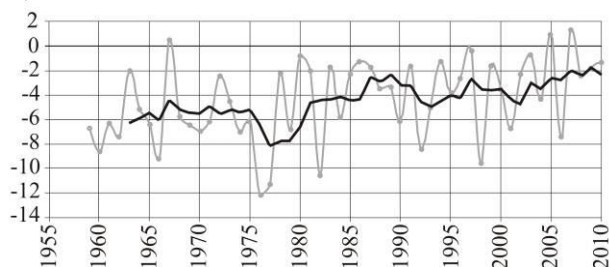


Рис. 5. Изменения температуры воздуха в октябре ($T^{\circ}\text{C}$) и линия тренда

Увеличение количества атмосферных осадков проявляется в возрастании их суммы за год, причем, увеличивается и их часть, выпадающая в виде снега в октябре, после перехода температуры воздуха через 0°C (рис. 6).

P, mm

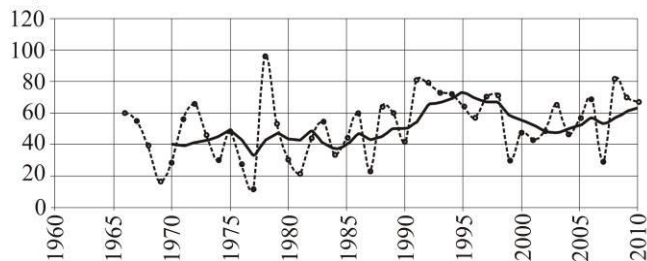


Рис. 6. Изменение количества осадков в октябре (P, mm) и линия тренда

Итак, судя по трендам, тенденция изменения климата неблагоприятна для развития многолетнего пучения. Обратимся теперь к анализу экстремальных значений. В отдельные годы конкретные значения

климатических параметров сильно отклонялись от установленной тенденции в ту или иную сторону.

Например, в ноябре благоприятное для пучения сочетание экстремумов (незначительный снежный покров и низкие температуры воздуха) наблюдались 4 раза в 1968, 1974, 1984, 1998 гг. (рис. 7). Так в 1998 гг. средняя температура воздуха в ноябре единственный раз за время работы метеостанции Надым опустилась ниже -30°C , превысив среднемноголетнее значение -15°C . В этот месяц выпало атмосферных осадков на 33% меньше среднего многолетнего.

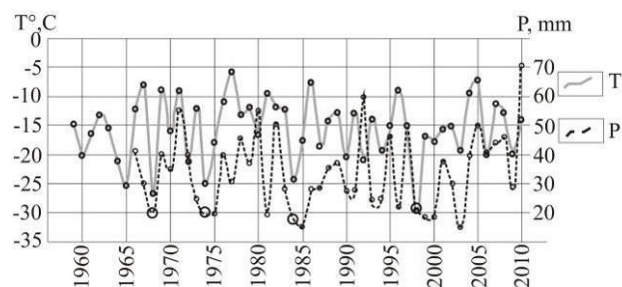


Рис. 7. Изменение количества атмосферных осадков в ноябре (P, mm) и температуры воздуха ($T^{\circ}\text{C}$)

Итак, в отдельные месяцы может складываться ситуация благоприятная для развития многолетнего пучения несмотря на то, что в целом климат меняется в сторону смягчения суровости и увеличения количества осадков.

Проследим, как благоприятные совпадения климатических параметров отразились на интенсивности пучения.

Анализ данных мониторинга многолетнего пучения

Для анализа данных мониторинга были составлены графики отклонения поверхности от ее положения в начальный момент наблюдений как для отдельных точек, так и осредненные по 2–4 точкам.

Анализ данных показал, что пульсация всех наблюдательных точек на поверхности древних бугров и плоскобугристых торфяников отмечается каждый год, меняется только амплитуда и знак перемещения.

До 2005г., в целом преобладал подъем поверхности пучинистых форм. Максимальная зафиксированная амплитуда подъема составляет до 15–20см за год. Значительный подъем поверхности наблюдался в 1988, 1995, 1999, 2005гг. после суровых и малоснежных зим у наблюдательных точек, расположенных на привершинной поверхности бугров и в центре плоскобугристых торфяников. Например, замеры высоты поверхности в августе 1999 г. (Рис. 8) показали, после особенно суровой и малоснежной зимы 1998–1999гг. высота вершины торфяно-минерального бугра стала на 21см выше, чем была в 1998г.

После скачкообразного подъема поверхность бугров и торфяников стабилизировалась на несколько лет или испытывала понижение, обусловленное тепловой осадкой. Стабилизация поверхности (или осадка) обусловлена тем, что после суровой зимы по

данным метеостанции Надым, всегда следовали более мягкие зимы. Величина тепловой осадки составляет 5-15 см в год. После 2005г. подъем поверхности пучинистых форм стал незначительным, преобладающей стала осадка. К 2011г. поверхность стала ниже уровня 2005г. на 25-35 см.

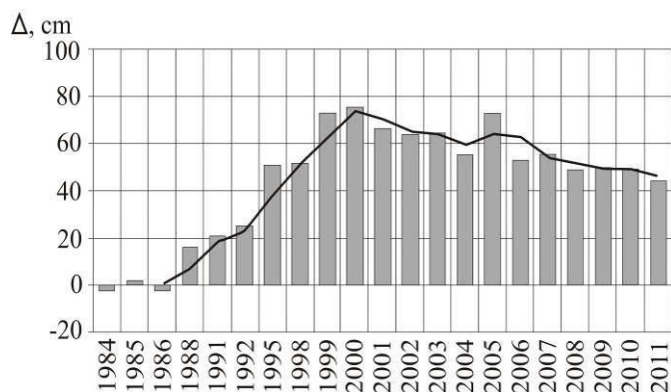


Рис. 8. Отклонение поверхности вершины торфяно-минерального бугра пучения (Δ , см) от ее положения в 1980 г. и линия тренда.

Тенденцию к осадке обнаруживает и молодой, возникший в 1973г., бугор пучения. Причинами его осадки являются, по-видимому, не только изменение климата, но и импульсное техногенное воздействие 2000г., результатом которого стало частичное нарушение растительного покрова. Тенденция к осадке определена по данным мониторинга, объектом которого бугор стал с 2001г. Высота бугра в 2001г. составляла 65 см (рис. 9). За 10 лет он, ни разу не испытав подъема, осел на 20 см. Интенсивность осадки менялась от года к году, максимальная достигала 5 см в год.

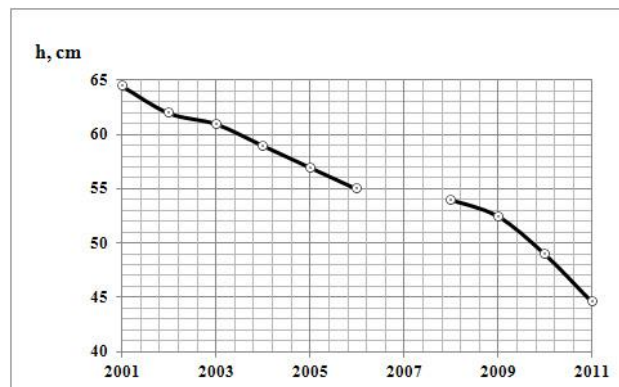


Рис. 9. Изменение высоты поверхности (h , см) молодого нарушенного бугра пучения, см

Другим примером преобладания осадки над пучением служит оживление старого термокарстового понижения (рис 10А), глубиной 1м, расположенного на вершине торфяно-минерального древнего бугра пучения. Причиной образования понижения, предположительно, был пожар, случившийся летом 1971г. В ходе маршрутного обследования этого объекта в 2005-2009 гг., было отмечено, что размеры понижения остаются неизменными, а растительный покров изменяется, прежде всего, за счет появления на днище понижения кустарников. В августе 2009 г. Н.Г. Москаленко и П.Т. Ореховым было замечено увеличение размеров понижения (рис 10D), и в нем была разбита наблюдательная сеть. Сопоставление данных нивелировок за 2009 и 2010 гг. показало, что продолжалось расширение плановых размеров понижения, а глубина осталась прежней. Отступление бровки происходит медленно и лишь в отдельных точках достигало 15 см в год. К 2011г. (Рис. 10С) размеры понижения изменились по сравнению с 2010 г (рис. 10В) незначительно.

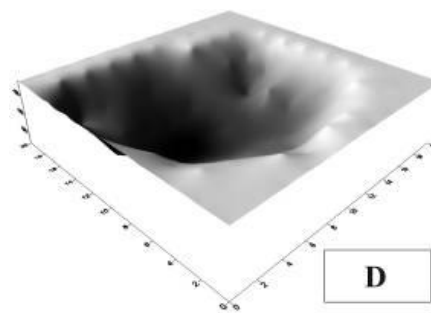


Рис. 10. Старая термокарстовая западина в 2005 (А), 2010 (В) и 2011 (С) гг., объемное изображение понижения в 2009 г, полученное в программе «Surfer» (D)

Расширению понижения препятствует незначительная суммарная влажность поверхностных отложений. Бугор пучения с поверхности сложен торфом, который подстилается супесями с прослоями песка и песком. Мощность торфа на днище термокарстовой котловины всего 0,23 м.

Можно ожидать, что термокарстовая западина будет расширяться в дальнейшем, из-за продолжающегося увеличения высоты кустарников, величины проективного покрытия ими поверхности почвы, увеличения количества летних атмосферных осадков, смягчения климата и увеличения мощности сезонноталого слоя (СТС).

Плоскобугристый торфяник в пределах площадки CALM после 2004 г. также обнаруживает тенденцию к осадке (Рис. 11С).

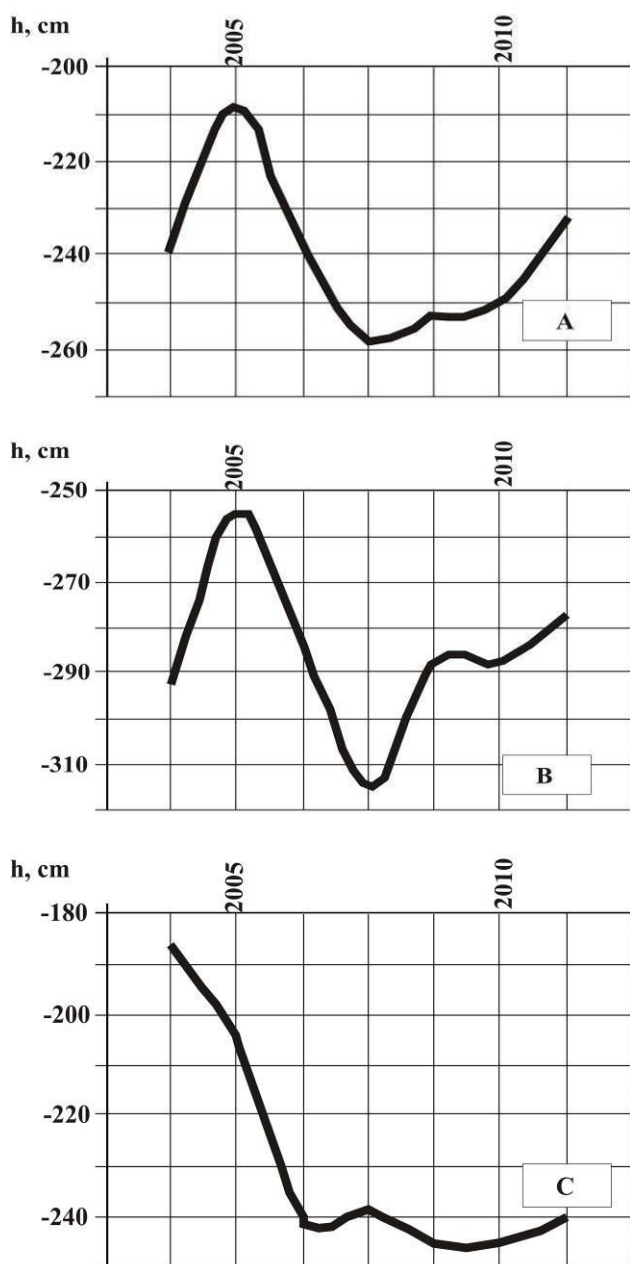


Рис 11. Изменение высоты поверхности (h, см) болота (А), тундры (В), плоскобугристого торфяника (С) в пределах площадки CALM

В пределах площадки, кроме плоскобугристого торфяника выделяются еще 2 природных комплекса – болото и тундра (Рис.12.). Поверхность участков, занятых тундрой и, в особенности, болотом после 2007 г. поднимается вследствие пучения. На этих участках выявлено новообразование ММП, обусловленное динамикой растительности.



Рис. 12 . Площадка CALM. 1 – тундра, 2 – болото, 3 – плоскобугристый торфяник

Новообразование ММП также отмечается в заболоченных ложбинах стока за пределами площадки CALM. Заболоченные участки, на которых происходит новообразование ММП, приподнимаются, образуя бугорки и гряды (Рис.13. А и 13. В).

Большая часть молодых бугорков и гряд в заболоченных ложбинах стока появилась в 2010 и 2011 гг. (Рис.13 А). Новообразование ММП с подъемом гряд, вызванным пучением, и отмиранием влаголюбивой растительности, видимо шло и раньше, но с меньшей интенсивностью. Поэтому, к 2011г. в болотах были выявлены лишь единичные гряды с отмершей влаголюбивой растительностью (Рис. 13. В).

Отметим, что отмирание влаголюбивой растительности на грядах происходит на фоне общего увеличения летних атмосферных осадков и увеличения площади болот (на 1,5%) и озер (на 2,7%). Данные об увеличении площади болот и озер получены по результатам дешифрирования летних космоснимков 1989 и 2004 гг.



А



В

Рис. 13. Участки новообразования ММП в заболоченных ложбинах стока. Выявленные в 2011 г. (А) и более старые, с отмершей влаголюбивой растительностью (В).

Заключение

Проведенные исследования показали, что уменьшение «суровости» климата и увеличение количества атмосферных осадков привели к изменению динамики криогенных процессов в северной тайге Западной Сибири. Подъем поверхности бугров и плоскобугристых торфяников, вызванный многолетним пучением практически прекратился, на некоторых естественных участках сменился тепловой осадкой, а на нарушенных участках активизировался термокарст. В то же время, на болотах отмечено новообразование ММП,

обусловленное динамикой растительного покрова и сопровождающееся на торфе и суглинке процессом криогенного пучения.

Благодарности

Авторы выражают признательность Н.Г. Москаленко и Ю.Л. Шуру, за предоставленный фактический материал 1974-1999 гг. и ценные советы, позволившие выполнить это обобщение.

Работа выполнена при поддержке проекта TSP (Thermal State of Permafrost), National Science Foundation, грант NSF ARC-0632400, ARC-0520578, проекта CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring, грант NSF OPP-9732051 и OPP-0225603), и при поддержке гранта РФФИ № 09-05-01068-а.

Литература

- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижов Ю.Н. 2008. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов.. Изд-во МГУ. 257 с. *(на русском языке)*
- Евсеев В.П. 1976. Миграционные бугры северо-востока европейской части СССР и Западной Сибири. Проблемы криолитологии, выпуск V, Изд-во МГУ. Стр 95-159. *(на русском языке)*
- Матышак Г.В. 2009. Особенности формирования почв севера Западной Сибири в условиях криогенеза. Автореферат диссертации. на соискание ученой степени кандидата биологических наук. М., МГУ. 25 с. *(на русском языке)*
- Мельников Е.С., Вейсман Л.И., Москаленко Н.Г. и др. 1983. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. – Новосибирск, Наука, 166 с. *(на русском языке)*
- Москаленко Н.Г. Влияние пожара на растительность и многолетнемерзлые породы северо-таежных крупнобугристых торфяников Западной Сибири. 2011. Материалы четвертой конференции геокриологов России. МГУ им. М.В. Ломоносова. 7-9 июня 2011 г. т3 части 7-12. Стр 239-245. *(на русском языке)*
- Москаленко Н.Г., Васильев А.А., Гашев С.Н. и др. 2006. Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции. Институт криосферы Земли СО РАН., М., 358 с. *(на русском языке)*

Наблюдения микроорганизмов в сегрегационных льдах методами электронной микроскопии

В.В. Рогов

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

А.Н. Курчатова

Тюменский государственный нефтегазовый университет (ТГНГУ), Тюмень, Россия

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

Методами световой и электронной микроскопии обнаружены микроорганизмы *in situ* во включениях сегрегационного льда. Показаны условия сохранения их жизнеспособного состояния и связь с процессами образования льда. Проведен эксперимент по миграции микроорганизмов при промерзании дисперсных грунтов. Предположено, что ледяные включения в мерзлых грунтах являются наиболее комфортной средой для сохранения, может быть, и существования различных форм микроорганизмов

Ключевые Слова: Лед; мерзлота; микроорганизмы; микроскопия

Введение

Значительную часть каменной оболочки Земли – литосферы, особенно в приполярных широтах и высоких горах составляют мерзлые породы – уникальные гетерогенные физико-химические системы. Особое положение в структурной организации мерзлых толщ занимает самый малый по массе, но весьма важный биотический компонент – микроорганизмы, содержание которых может достигать 10^2 - 10^{10} клеток на 1 г грунта.

Первые сведения о микроорганизмах в вечной мерзлоте появились в России в конце XIX века в связи с обследованием находок мамонтов в Сибири. В настоящее время достоверно выявлены жизнеспособные микроорганизмы в материковых льдах и различных генетических типах мерзлых отложений. В 1979 г. в керне льда антарктической станции Восток обнаружены бактерии, грибы, диатомеи и другие микроорганизмы (Абызов и др. 1979). Бактериальное сообщество было найдено в Антарктической вечной мерзлоте (Кочкина и др. 2001), большой объем исследований содержания микроорганизмов в мерзлых породах проведен для синкриогенных отложений Колымской низменности, где впервые из мерзлых тонкодисперсных осадков выделены жизнеспособные микроорганизмы (Звягинцев 1992, Гиличинский и др. 1996, Вишневецкая и др. 1997, Воробьева и др. 2002). При этом выявлено, что их распределение зависит не от температуры или глубины залегания, а от влажности-льдистости мерзлых грунтов и содержания в них органических остатков.

Полученные данные позволяют утверждать, что биосфера Земли распространяется и на криолитосферу. По мнению Д.А. Гиличинского (Гиличинский 2002), отрицательные температуры в криолитосфере не лимитируют сохранение жизнеспособности, а наоборот, их стабильный режим является фактором, способствующим консервации биологических систем и выработке в клетках адаптационных механизмов для ее

продления. В результате, жизнь здесь сохраняется дольше, чем в других местообитаниях.

В последнее время в опубликованной литературе все чаще обсуждается возможность активного существования микроорганизмов в мерзлых породах. Отмечается, что наибольшая численность микроорганизмов характерна для мерзлых отложений, а в подземных льдах они единичны или отсутствуют совсем (Воробьева и др. 1997). Однако следует признать, что, во-первых, разнообразие типов подземного льда весьма велико, во-вторых, их изученность в отношении микроорганизмов пока еще очень слаба. Кроме этого, необходимо отметить, что методика исследования микробиологии мерзлых отложений и подземных льдов, как правило, использует традиционные подходы и способы изучения, принятые для объектов вне криосферы. В связи с этим представляется перспективным развивать подходы и методы, позволяющие исследовать существование микроорганизмов непосредственно в окружающей их среде – мерзлой породе.

Методы исследований

Для оценки распределения микроорганизмов в сегрегационном льде – важнейшем компоненте мерзлых дисперсных отложений были изучены образцы из опорного геокриологического разреза Мамонтова гора на р.Алдан (Якутия). Берег в этом месте интенсивно размывается рекой (более метра в год), так что отложения, из которых отбирались образцы, находились, очевидно, в мерзлом состоянии в течение длительного времени. Возраст их вероятно, среднеплейстоценовый.

Обнаружение в образцах льда микроорганизмов проводилось путем визуальной и фотографической идентификации с использованием световой и электронной микроскопии в препаратах с различной подготовкой. Изучались свежие сколы в мерзлом состоянии, после вакуумной криогенной сушки, но наиболее подробная информация была получена на репликах мерзлых образцов. Такая

методика разработана одним из авторов (Рогов 2009) и ранее использовалась при изучении микростроения мерзлых пород. Предварительный анализ реплик проводился с помощью светового микроскопа, и уже на этом этапе исследований в ледяных прослойках изучаемых образцов были найдены микроорганизмы. Более подробная информация получена с помощью растрового электронного микроскопа LEO 1450 VP, при этом для подтверждения обнаруженных микроорганизмов использовался встроенный спектрометр.

Результаты и обсуждение

Изученные образцы были представлены слоистыми тонкодисперсными отложениями с чередованием более светлых слоев алевроита толщиной от 0,5-1 мм с более темными и мощными (3-5 мм) слоями близкого гранулометрического состава. Криогенная текстура в образцах представляла собой сочетание тонких (от 0,05-0,1 мм) ломаных прослоек, наследующих в целом слоистость отложений с вертикальными, иногда прерывистыми прожилками, мощностью менее 0,1 мм. Сами ледяные прослойки составлены изометричными и слегка вытянутыми кристаллами многоугольной формы размерами от 10x15 до 30x80 мк.

Детальное определение биологического разнообразия еще не закончено, но предварительные исследования показывают присутствие в рассматриваемых осадках многочисленных и разнообразных живых микроорганизмов. При этом отмечается доминирование бактерий, а среди них представителей родов *Arthrobacter*, *Bacillus*, *Micrococcus*, *Pseudomonas*. Видовой состав не показывает резких отличий от других находок в мерзлых отложениях Северо-Востока России (Карасев и др. 1998).

В образцах льда были обнаружены микроорганизмы, с крупными клетками размером от 5 до 10 мк, округлой и яйцевидной формы. Они размещались в середине прослойки (шлира) льда вдоль его простирания группами до 5-8 клеток, хотя часть клеток располагалась единично на контакте льда со скелетом породы (рис.1).

Кроме вышеуказанных во льду прослоек, обнаружены микроорганизмы в форме палочек с закругленными концами по размеру и форме весьма сходные с обнаруженными в ходе высева *Bacillus* (рис. 2.) Они также располагались как в объеме ледяной прослойки, так и на контакте с минеральными частицами.

Соотношение обеих форм клеток с кристаллическим строением льда прослоек указывает на их положение внутри кристаллов, а не на их границах, как было обнаружено для микроорганизмов в антарктическом льде (Doyle et al 2008). Спектрометрические исследования уточнили морфологические признаки наличия клеток, подтвердив их органическое происхождение, а также выявили присутствие солей (в частности, хлористого кальция) в окружении клеток. Распределение солей и коллоидов в виде сетчатой пленки («шубы») вокруг клеток наблюдалось при исследовании образцов в

препаратах, полученных методом криогенной вакуумной сушки.

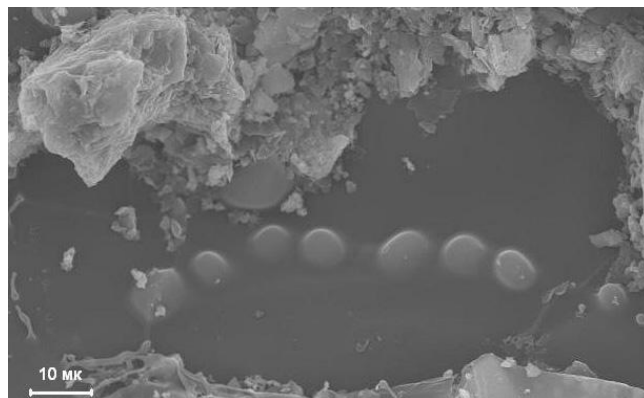


Рис.1. Расположение клеток микроорганизмов в шлере сегрегационного льда суглинков Мамонтовой горы.

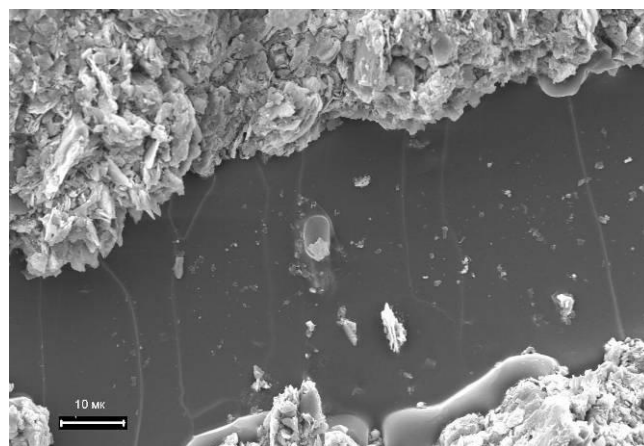


Рис.2. Расположение палочковидной клетки среди кристаллов сегрегационного льда суглинков Мамонтовой горы.

Расположение обнаруженных клеток в прослойках льда сегрегационного генезиса заставляет говорить о связи процессов льдообразования и перераспределения микроорганизмов в ходе промерзания. Можно предположить, что микроорганизмы существовали задолго до промерзания и были неотъемлемой частью экологической системы озерных осадков, а их обнаруженное распределение сформировалось позже, в период промерзания осадочной толщи. При этом согласно законам льдообразования в дисперсных грунтах, миграция влаги к фронту промерзания привела сначала к образованию включений льда-цемента, а затем и прослоек сегрегационного льда. Вероятно, в этот момент клетки микроорганизмов могли быть захвачены растущими кристаллами и включены в шлir льда. Дальнейшее существование клеток в жизнеспособном состоянии могло поддерживаться за счет адсорбции ионов солей из порового раствора еще до промерзания, что позволило избежать образования льда в самой клетке и в ее окружении. Следует отметить, что часть клеток не теряет связи с минеральным субстратом, возможно, это также необходимо для их выживания.

Для проверки этого предположения был поставлен специальный эксперимент. В пластмассовом цилиндре диаметром 50 мм и высотой 250 мм была создана грунтовая система, состоящая из стерильного каолина, увлажненного до 40% дистиллированной водой, который подстилался слоем крупнозернистого (0.5-1.0 мм) песка. Песок был насыщен раствором, содержащим культуру *Bacillus cereus*, до полного заполнения пор. Полученная система промораживалась в специальной установке в условиях одномерного промерзания при температуре на поверхности -4°C . После промерзания в верхних трех сантиметрах образца каолина образовалась слоистая криогенная текстура с прослоями льда толщиной 3-4 мм, следующий слой образца (7.5 см) имел массивную текстуру, а нижний (2.5 см) – оставался талым. Из верхнего и нижнего слоя образца были взяты пробы объемом 250 мкл грунта для выявления предполагаемой миграции бактерий в мерзлую зону. Оценка перераспределения бактерий путем посева без разведения показала наличие 71 колонии в чашке Петри для верхней (мерзлой с сегрегационным льдом) части образца и 25 колоний для нижней (мерзлой с массивной текстурой) части. Микроскопические наблюдения показали наличие немногочисленных отдельно расположенных клеток в прослоях сегрегационного льда.

Таким образом, эксперимент показал возможность перемещения микроорганизмов в процессе миграции влаги к фронту промерзания и их размещение в прослойках сегрегационного льда. Механизм такого перемещения пока не вполне ясен, вероятно, он обусловлен криогенным иссушением грунта с образованием трещин усадки, по которым происходит миграция влаги вместе с клетками к растущим кристаллам льда.

Заключение

На основании изучения природных образцов и лабораторных экспериментов можно сделать вывод, что именно ледяные включения в мерзлых отложениях являются наиболее комфортной средой для сохранения и, возможно, активного существования различных форм микроорганизмов. Обнаруженная связь распределения микроорганизмов с процессами промерзания и льдообразования в осадках и почвах показывает возможность сохранения их жизнеспособности.

Предложенный авторами метод исследования микроорганизмов в мерзлых породах не претендует на решение всех существующих проблем. Однако он позволяет более полно понять условия существования микроорганизмов в криолитосфере и может быть принят в спектр традиционных методов и подходов.

Дальнейшие исследования дадут оценку его достоинств и недостатков.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 09-05-00538-а.

Литература

- Абызов С.С., Бобин Н.Е., Кудряшов Б.Б. 1979. Микробиологические исследования ледника в Центральной Антарктиде. // Известия АН СССР, серия биология, №6, с.828-836.
- Брушков А.В., Грива Г.И., Мельников В.П., Суховой Ю.Г., Репин В.Е., Каленова Л.Ф., Бреннер Е.В., Субботин А.М., Трофимова Ю.М., Танака М., Катаяма Т., Утсуми М. 2009. Реликтовые микроорганизмы криолитозоны как возможные объекты геронтологии. // Успехи геронтологии, т. 22(2), с.253–258.
- Вишневецкая Т.А., Ерохина Л.Г., Гиличинский Д.А., Воробьева Е.А. 1997. Синезеленые и зеленые водоросли из вечномерзлых осадочных пород Арктики. Криосфера Земли, т.1. №2, с.71-76.
- Воробьева Е.А., Гиличинский Д.А., Соина В.С. 1997. Жизнь в криосфере: взгляд на проблему. // Криосфера Земли, т.1, №2, с.45-51.
- Воробьева Е.А., Соина В.С., Звягинцев Д.Г., Гиличинский Д.А. 2002. Жизнеспособные экосистемы криолитосферы. Бактериальная палеонтология. – М.: Изд-во ПИН РАН, с.155-169.
- Гиличинский Д.А. 2002. Криобиосфера позднего кайнозоя: вечная мерзлота как среда сохранения жизнеспособных микроорганизмов. Автореф. дисс. д-ра геол-мин наук. – Тюмень, 58 с.
- Звягинцев, Д.Г. 1992. Микроорганизмы в вечной мерзлоте. Успехи микробиологии, т. 2., с.3-26.
- Карасев С.А., Гурина Л.В., Гавриш Е.Ю., Аданин В.М., Гиличинский Д.А., Евтушенко Л.И. 1998. Жизнеспособные актинобактерии из древних вечномерзлых отложений Сибири. // Криосфера Земли, т. 2, № 2, с.69-75.
- Кочкина Г.А., Иванушкина Н.Е., Карасев С.Г., Гавриш Е.Ю., Гурина Л.В., Евтушенко Л.И., Спирина Е.В., Воробьева Е.А., Гиличинский Д.А., Озерская С.М. 2001. Микроорганизмы Арктики и Антарктики в условиях многолетней естественной криоконсервации. // Микробиология, Т. 70, № 4, с.412-420.
- Doyle S., Amato P., Christner B. 2008. Life in and under the Antarctic ice sheets. Microscopy today, vol.16, № 3, p. 6-10.



Решение ряда проблем механики мерзлых грунтов методами временных аналогий

Л.Т. Роман

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Реферат

На основе теоретических и экспериментальных исследований показана возможность использовать метод временных аналогий для прогноза длительной ползучести и прочности мерзлых грунтов на период времени, сопоставимый с сроком службы сооружений. Рассмотрены различные виды испытаний, а также влияние масштабного эффекта в условиях модельных определений сил смерзания.

Ключевые Слова: Аналогия; мерзлые грунты; ползучесть; прочность; температура.

Введение

Методы временных аналогий нашли широкое применение в механике твердых деформируемых материалов (Ферри 1953, Уржумцев 1982). Они базируются на экспериментальном выявлении зависимости между деформацией, напряжением и временем на основе ускорения ее проявления влияющими факторами. Для мерзлых грунтов такими факторами являются: повышение температуры, увеличение напряжения, изменение параметров физических свойств, таких как засоленность, льдистость, заторфованность. Основной задачей при использовании методов временных аналогий является установление соотношения между периодами t_1 и t_2 , за которые достигается одна и та же величина деформации или наступает разрушение при различных заданных значениях параметров ускоряющих факторов. Соотношение этих периодов определяется коэффициентом редукции (a):

$$a = t_1 / t_2 \quad (1)$$

Нами показана применимость методов временных аналогий в механике мерзлых грунтов с учетом особенностей проявления ими реологических свойств, выполнено обоснование коэффициента редукции с позиций механических и физических представлений о процессе ползучести и разрушения. Установлена эффективность использования температурно-, напряженно-, засоленно- временных аналогий (Роман 2002). Анализировались экспериментальные данные, полученные в условиях различных напряженных состояний: одноосного и трехосного сжатия, среза, сдвига по поверхностям смерзания, вдавливания сферического штампа (Роман 1987, Роман, Кулешов 1990, Роман, Волохов 1994, Цырендоржиева, Роман 1994, Роман 2002). В обобщенном виде пример, раскрывающий суть методов временных аналогий при исследовании ползучести мерзлого грунта приведен на рис 1

Методика экспериментов

Испытываются 6-7 образцов мерзлого грунта в изотермических условиях. В зависимости от вида аналогий экспериментальные условия следующие.

Температурно-временная аналогия требует испытания каждого образца при заданной температуре (θ_i). Нагрузка на образец должна составлять одинаковую долю от условно-мгновенной прочности при температуре (θ_i).

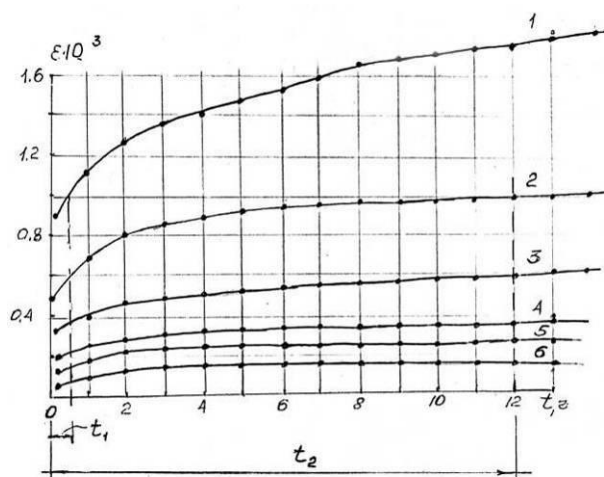


Рис.1. Кривые ползучести ε мерзлого суглинка (одноосное сжатие, температура $\theta = -40^\circ\text{C}$) при различном напряжении σ , МПа: 1-1.2; 2-1.0; 3-0.8; 4-0.5; 5-0.36; 6-0.2.

Таким способом влияние напряжения на деформацию приводится к единому уровню во всем диапазоне опытной температуры. Это требование должно соблюдаться для условий прогноза ползучести на первой и второй стадии. По данным экспериментов строится семейство кривых зависимости податливости (I) от времени (t) в полулогарифмическом масштабе ($I - \lg t$). Податливость равна отношению относительной осадки (ε) к напряжению (σ):

$$I = \varepsilon / \sigma \quad (2)$$

При допущении линейной зависимости между приращениями деформации и напряжения податливость является обратной величиной модуля деформации.

Аналогичным образом строятся зависимости ($I - \lg t$) при других видах аналогий. Кривые податливости должны быть подобными. Соблюдение этого требования для мерзлых грунтов достигается, когда

опытное напряжение в образцах относится не к геометрической площади их сечения, а к площади, занятой частицами грунта и льдом. Приближенно его можно определить делением опытного напряжения на параметр K , зависящий от физических свойств: плотностей частиц грунта (ρ_s), сухого грунта (ρ_d), льда (ρ_i), влажности суммарной (W_{tot}) и за счет незамерзшей воды (W_w):

$$K = \rho_d [1/\rho_s + (W_{tot} - W_w)/\rho_i] \quad (3)$$

Подобие кривых податливостей позволяет определить приращение коэффициента редукции $\Delta = \ln a$ в пределах каждой пары соседних кривых. Новое приведенное время для каждой опытной точки будет равно:

$$\ln(ta) = \ln t + \ln a \quad (4)$$

Сдвигая кривые податливости на величину приведенного времени, получим обобщенную кривую для базового фактора, ускоряющего податливость на период в десятки раз превышающий экспериментальный.

Прогноз деформации

Примеры построения обобщенных кривых податливости по методу температурно-, напряженно- и засолено- временной аналогии приведены на рис.2, 3, 4.

$I \cdot K \cdot 10^3, \text{МПа}^{-1}$

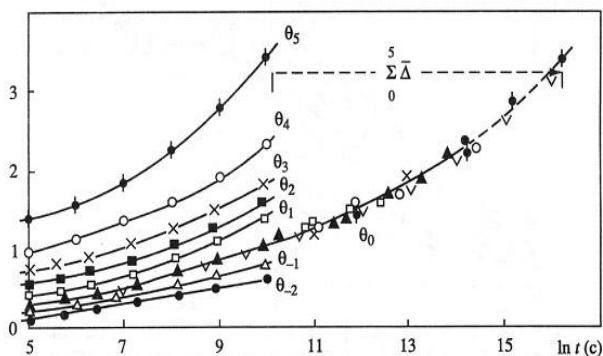


Рис. 2. Опытные кривые податливости и обобщенная прогнозная кривая для пушицево-сфагнового торфа (вдавливание шарикового штампа) при различной температуре:

$\theta_1 = -9,5^\circ\text{C}$; $\theta_2 = -8,5$; $\theta_3 = -6$; $\theta_4 = -4$; $\theta_5 = -2,5$; $\theta_0 = -13$; $\theta_{-1} = -25,5$; $\theta_{-2} = -28^\circ\text{C}$

Прогноз податливости при любой температуре в пределах опытного диапазона может быть выполнен на основе определения коэффициента редукции по его зависимости от параметров фактора, ускоряющего ползучесть (см. рис.3,б; 4,б), в том числе для любых промежуточных значений температуры либо напряжения. Затем, выразив аналитическим уравнением обобщенную кривую, рассчитываем податливость на прогнозный период для любых значений факторов ее ускоряющих.

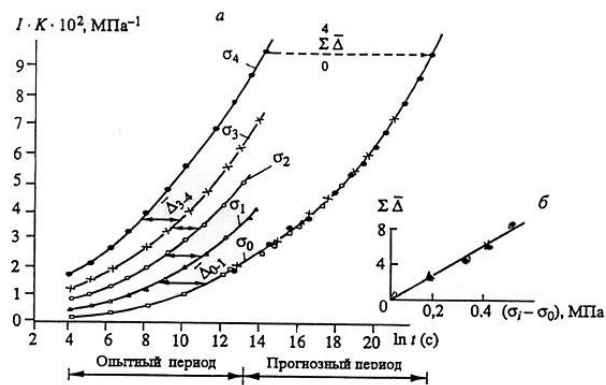


Рис. 3. Семейство кривых податливости для мерзлого верхнего пушицево-сфагнового торфа при одноосном сжатии, температуре $-4,5^\circ\text{C}$ и различном напряжении (а) $\sigma_0 = 0,2 \text{ МПа}$; $\sigma_1 = 0,36$; $\sigma_2 = 0,5$; $\sigma_3 = 0,6$; $\sigma_4 = 0,7$ и зависимость $\Sigma \Delta \ln a_\sigma - (\sigma_i - \sigma_0)$ (б)

$I \cdot K_B \cdot 10^2, \text{МПа}^{-1}$

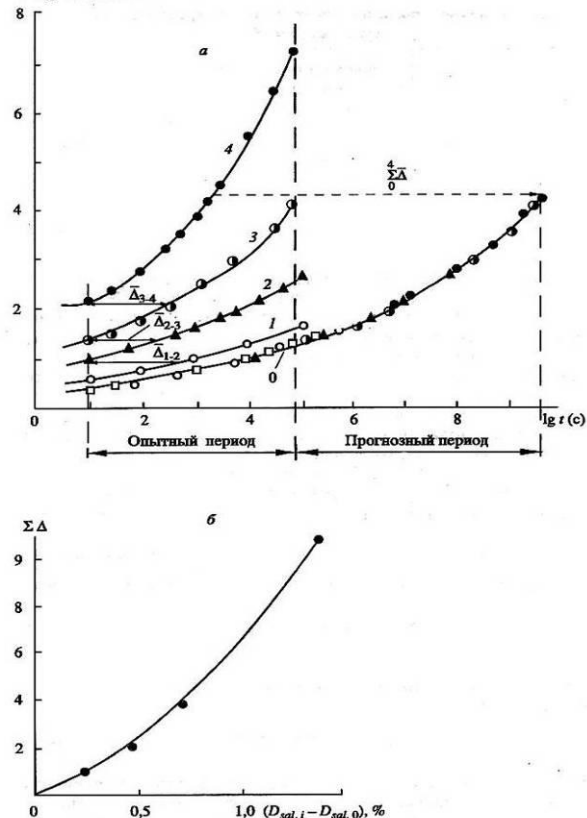


Рис. 4. Семейство кривых податливости мерзлого суглинка, засоленного NaCl при одноосном сжатии ($\sigma = 1,26 \text{ МПа}$), температуре -5°C (а) и зависимость

$\Sigma \lg a_{D_{sal}} - (D_{sal,i} - D_{sal,0})$ (б) при различной степени засоленности D_{sal} : 0–0%; 1–0,2; 2–0,4; 3–0,7; 4–1,5%

Апробация прогноза длительной деформации методом напряженно-временной аналогии выполнена сопоставлением длительных (более четырех лет) данных испытаний на ползучесть мерзлых грунтов, полученных А. В. Брушковым в Амдерминской подземной лаборатории. Испытаны: песок, супесь и суглинки на одноосное сжатие при температуре -3°C . Образцы супеси и песка отобраны из отложений третьей морской террасы зырянского возраста в обнажении левого берега долины реки Еркута-Яха в 20 км от устья. Суглинок отобран на глубине 1...3 м в

центральной части полуострова Ямал на широте мыса Харасавэй в морских казанцевских отложениях, расположенных к востоку от озера Тюрин-Го. Физические свойства испытанных грунтов приведены в табл.1

Таблица 1. Средние значения физических свойств грунтов

Грунт	ρ г/см ³	W_{tot}	D_{sal} %	K_{np}	θ_{bf} °C	W_w
Суглинок	1,85	0,46	1,0	0,021	-1,45	0,31
Супесь	1,85	0,36	0,2	0,0055	-0,49	0,18
Песок	1,90	0,26	0,1	0,0038	-0,22	0,1

Испытания проводились в два этапа. На первом этапе испытывались 5-7 образцов-близнецов при постоянном, но различном для каждого образца напряжении. Продолжительность первого этапа - 9-10 суток. На втором этапе испытание образцов продолжалось при одном из принятых на первом этапе напряжении, которое обуславливало затухающую ползучесть или ползучесть с постоянной скоростью. Испытания этих образцов продолжались более 4-х лет. Результаты опытов обработаны методом наименьших квадратов. По средним значениям развивающейся во времени деформации построены семейства кривых ползучести в полулогарифмическом масштабе (рис. 5). Как можно видеть, наилучшее совпадение прогнозной и опытной кривой получено для супеси. Для суглинка и песка прогнозные значения получились завышенными соответственно на 1,5 % и 6%. При этом не ясна причина снижения опытных величин деформации песка. Возможно, оно вызвано понижением температуры в опытном отсеке подземной лаборатории.

Некоторые примеры определения длительного модуля общей деформации, полученного по методу временных аналогий приведены в табл. 2, 3, 4.

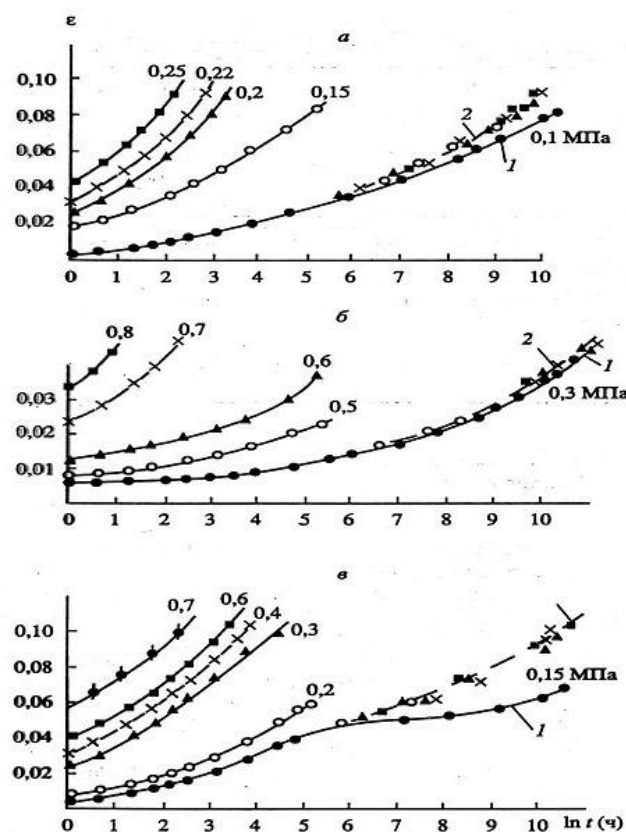


Рис. 5. Кривые ползучести мерзлых грунтов (одноосное сжатие)

1 – опытные данные А.В.Брушко, 2 – прогнозные данные по методу напряженно-временной аналогии; а – суглинок; б – супесь, в – песок.

Таблица 2. Модуль общей деформации, температурно-временная аналогия (по М.Д.Цырендоржиевой, 1994)

Испытание	Грунт	Модуль общей деформации E_0 , МПа на период 50 лет при температуре, °C					
		-3	-4	-5	-7	-8	-12
Вдавливание плоского штампа при однократном нагружении $\sigma = 0,3\sigma_0$	Полиминеральная глина	21	30	48	65	80	95
	Каолинитовая глина	12	15	21	27	38	41
	Супесь	24	34	54	74	92	108

Таблица 3. Модуль общей деформации, засолено-временная аналогия (по Роман, Кулешову, 1990)

Грунт	Испытание	Модуль общей деформации E_0 , МПа на период 7 лет при засолённости D_{sal} %				
		0.0	0.2	0.4	0.7	1.0
Суглинок, $\rho=1.86$; $W_{tot}=0.28$	Одноосное сжатие, $\theta=-5.7^\circ\text{C}$	40	21	14.5	10	5

Таблица 4. Модуль общей деформации, напряженно-временная аналогия (по Л.Т.Роман, 1987)

Грунт	Испытание	Модуль общей деформации E_0 , МПа на период 50 лет при напряжении σ , МПа				
		0,15	0,4	0,6	0,75	0,90
Пушицево-сфагновый торф: $\rho = 1,07$ г/см ³ ; $\rho_s = 1,97$ г/см ³ ; $W=230\%$; $W_H = 130\%$; $\theta_{п.з.} = -0,01^\circ\text{C}$	Одноосное сжатие, $\theta = -4,5^\circ\text{C}$	90	50	40	22	15

Прогноз прочности

Как известно, прочность мерзлых грунтов тесно связана с ползучестью, и разрушение определяется третьей стадией ползучести (Вялов 1978, 2000). На длительную прочность влияют те же факторы, что и на длительную ползучесть. Интенсивность процесса снижения прочности во времени, как и деформации, зависит от физических свойств грунтов, температуры, напряжения. Поэтому методы временных аналогий могут быть применимы и для прогноза длительной прочности. Предпосылки обработки опытных данных остаются такими же, как и при прогнозе длительной деформации, но с той лишь оговоркой, что метод напряженно-временной аналогии исключается, так как сама кривая длительной прочности при постоянной температуре является единой обобщенной кривой, выявляющей влияние напряжения на прочность. Все другие факторы, влияющие на прочность аналогично времени, позволяют получить семейство кривых длительной прочности, находить обобщенную кривую и выполнять прогноз на период, превышающий опытный. Наиболее применимыми являются методы температурно- и засолено-временной аналогии. Принципиальная возможность использования этих методов подтверждена примерами различных видов испытаний, в том числе для условий сложного напряженного состояния (Роман 2002). Методическая последовательность обработки опытных данных иллюстрируется результатами прогноза эквивалентного сцепления мерзлого торфа (рис. 6). Строится семейство графиков $\sigma - \ln t$ с указанием доверительных интервалов. Выбирается «базовая» температура θ_0 , значение которой соответствует опытному, близкому к

нижнему температурному интервалу. Последовательно определяется среднее значение $\Delta = \ln t$, начиная с «базовой» кривой, строится обобщенная кривая для самой низкой опытной температуры сдвижкой опытных точек по временной оси на величину $\Sigma \Delta = \Sigma \ln t_i$. Для получения обобщенных кривых в условиях более высоких значений температуры необходимо:

1. Построить график зависимости $\Sigma \Delta = \Sigma \ln t_i$ от $\theta_i - \theta_0$ (рис. 6в).
2. Получить аналитическое уравнение обобщенной кривой.
3. Рассчитать по этому уравнению прочность для любой температуры θ_i в пределах опытного диапазона. Расчет выполнить на период времени соответствующий: $\ln t_0 + \Sigma \Delta \ln a_i$. При этом t_0 соответствует максимальному времени прогнозного периода обобщенной кривой. Полученные значения прочности для условий θ_i также будут соответствовать максимальному периоду времени для обобщенной кривой.

Как показали исследования обобщенные кривые хорошо аппроксимируются степенным уравнением вида:

$$\sigma_i = b(\ln t)^a \quad (5)$$

где: а, b –параметры, зависящие от вида грунта, температуры, режима загрузки. Их значения определяются на основе решения уравнения обобщенной кривой, полученной графическим способом.

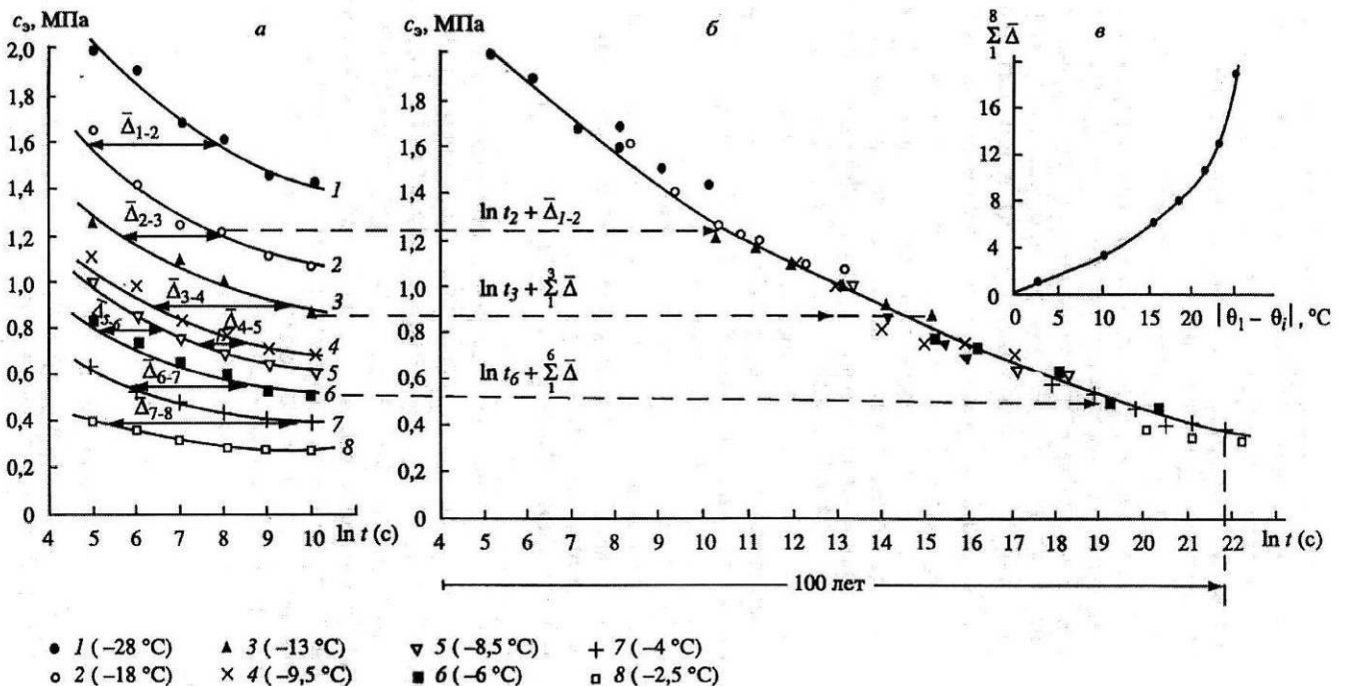


Рис. 6. Пример построения обобщенной кривой длительного эквивалентного сцепления для мерзлого торфа методом температурно-временной аналогии

а – опытные зависимости $c_s - \ln t$; б – обобщенная кривая $c_s - \ln t$ (для $\theta = -28$ °C); в – зависимость $\sum \ln t_i - |\theta_1 - \theta_i|$

Полученные значения длительного эквивалентного сцепления на основании рассмотренных выше данных и их обработка по методу температурно-временной аналогии приведены в табл. 5.

Таблица 5. Длительное эквивалентное сцепление C_{Σ} , МПа верхового торфа ($\rho = 1.07 \text{ г/см}^3$, $W_{\text{tot}} = 2.3$) на период времени 100 лет

Эквивалентное сцепление C_{Σ} , МПа при температуре $\theta^{\circ}\text{C}$							
-2.5	-4.0	-6.0	-8.5	-9.5	-13.0	-18.0	-28.0
0.08	0.15	0.18	0.20	0.23	0.27	0.32	0.45

Учет масштабного фактора

Как показано многими исследователями, количественные значения механических характеристик мерзлых грунтов и льда зависят от размеров испытываемых образцов. Наибольшее влияние масштабного эффекта выявлено при испытании замороженных моделей свай (Цытович, Вологодина 1836, Вялов 1959, Гречищев 1966, Велли и др. 1966, Кардымон, 1967, Роман 1987 и др.). Эти данные четко прослеживают уменьшение длительного сопротивления сдвигу по поверхностям смерзания с увеличением размеров моделей свай как в случае полного геометрического подобия (когда при увеличении диаметра пропорционально увеличивается длина модели), так и при соблюдении аффинного подобия (когда меняется только один размер: диаметр либо длина).

Для учета влияния масштабного эффекта предпринимались попытки находить эмпирические коэффициенты (Кардымон 1967, Велли и др. 1966), применить для этой цели физическое и математическое моделирование (Вялов 1959, Гречищев 1966). Нами (Роман 2002) было получено решение, позволяющее учитывать влияние масштабного фактора при определении удельного сопротивления сдвигу замороженных в грунт моделей свай и вдавливания шарикового штампа на основе допущения равномерного распределения дефектов в пределах площади боковой поверхности моделей. Для выражения связи количества дефектов и множителей подобия нами использована теория длительного разрушения грунтов, разработанная С. С. Вяловым,

Н. К. Пекарской Р. В. Максимьяк (1970) по данным исследований на микроскопическом уровне закономерности развития поврежденности грунта при его деформации и разрушении. Эти решения позволяют рассчитать условную, не поврежденную дефектами, площадь поверхности и степень поврежденности каждой модели. Такой подход дает возможность, по определенному экспериментально длительному значению сопротивления сдвигу на один и тот же период времени для двух подобных моделей, вычислить их прочность для моделей с любым множителем геометрического подобия, в том числе и для свай натуральных размеров.

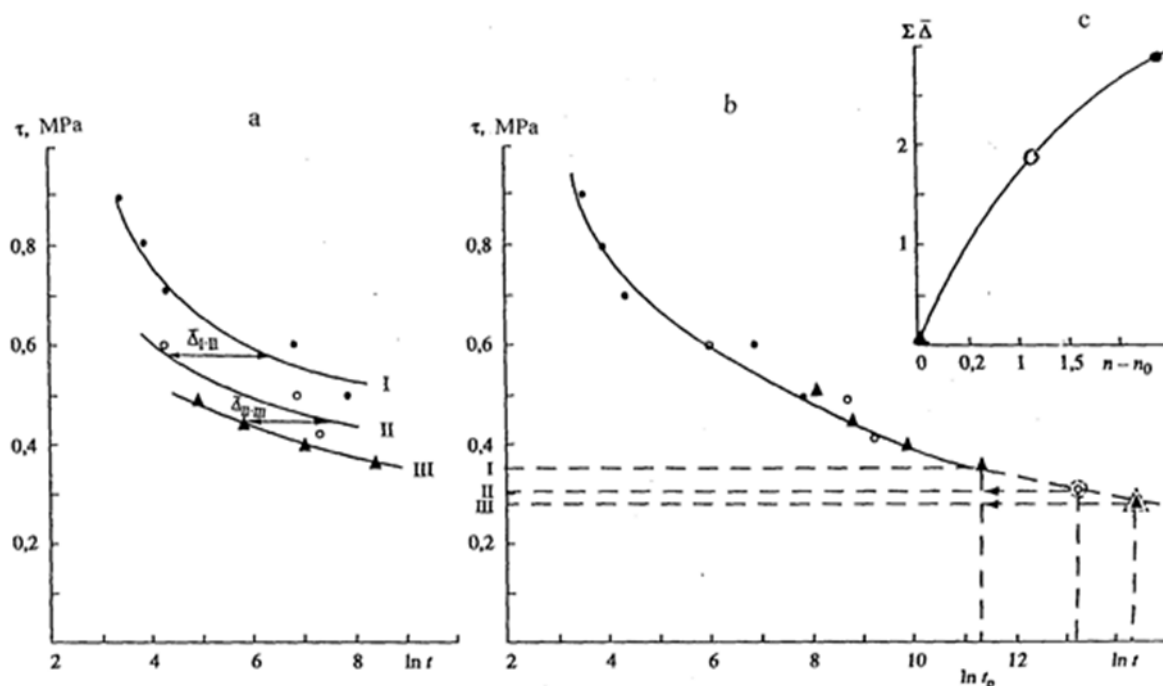


Рис. 7. Прогноз длительного (во времени) сопротивления сдвигу по поверхностям смерзания подобных моделей свай методом масштабно-временной аналогии
а - зависимость сдвига от времени; б - обобщенная кривая длительной прочности для модели 1; в - зависимость коэффициента редукции от множителя подобия

Обработка опытных данных показала принципиальную возможность использования метода масштабно-временной аналогии при определении длительного сопротивления сдвигу испытанием

моделей свай в лабораторных условиях. Фактором, снижающим прочность, является увеличение множителя подобия. Пример обработки опытных данных приведен на рис. 7.

Литература

- Велли Ю.Я., Карпов В.М., Иванов В.Н. Результаты полевых и лабораторных исследований сил смерзания мерзлых грунтов.-Тр. Сов-сем. по обмену опытом стр-ва в суровых климат. условиях. – Воркута: Изд. Красноярскогопротмстрой НИИпроекта, 1966.
- Вялов С.С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. Изд-во АН СССР, 1959.-190 с
- Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. М.: Высшая школа, 1978. 447 с.
- Вялов С.С. Реология мерзлых грунтов. – М.:Стройиздат, 2000. 464 с.
- Вялов С.С., Пекарская Н.К., Максимьяк Р.В. О физической сущности процессов деформирования и разрушения глинистых грунтов.//Основания, фундаменты и механика грунтов.1970N 1. С. 7-10.
- Гречищев С.Е. Критерии подобия механических процессов в мерзлых породах // Материалы VIII Всесоюз. междувед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению).Вып. 5.Якутск, 1966.С. 192-209.
- Кардымон А.П. Исследование сопротивления грунта сдвигу по боковой поверхности замороженных свай разной формы / Автореф. дисс. на соиск. учен. степени канд. техн. наук. Владивосток: 1967. 21 с
- Роман Л.Т., Волохов С.С. Применимость метода напряженно-временной аналогии для прогноза деформации мерзлых грунтов при различных видах испытаний // Геология, ч. II. – М.: Изд-во МГУ. 1994. С. 134-139.
- Роман Л.Т. , Кулешов Ю.В. Прогноз длительных деформаций мерзлых засоленных грунтов методами временных аналогий – М.: Наука, 1990. С. 73-83.
- Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений.- М.; Наука, 1987.-220 с.
- Роман Л.Т., Цырендоржиева М.Д. Прогноз деформации мерзлых грунтов методом температурно-временной аналогии при штамповых испытаниях // Вестн. МГУ. Сер. геологическая. 1994. Т. 1. С.19-23.
- Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2002, 426 с.
- Уржумцев Ю. С. Прогнозирование длительного сопротивления полимерных материалов. – М.:Наука, 1982. 222 с.
- Ферри Дж. Вязкоупругие свойства полимеров. М.: Изд-во иностр. лит.1953. 535 с..
- Цырендоржиева М.Д., Роман Л.Т. Прогноз деформации мерзлых грунтов методом температурно-временной аналогии при штамповых испытаниях // Вестн. МГУ, Сер. Геология.1994. С.18-25.
- Цытович Н.А. Вологодина И.С. Лабораторные исследования механических свойств мерзлых грунтов. – М.: Изд-во АН СССР. 1936. 83 с.

Оценка мерзлотно-ландшафтных условий для определения ограничений к природопользованию для подзоны прерывистого распространения многолетнемерзлых пород (на примере Большеземельской Тундры)

А.М. Рочева

Институт управления, информации и бизнеса, кафедра экологии и природопользования, Россия

Реферат

При анализе территории с точки зрения возможности оптимального размещения объектов обустройства без утери биосферных и ресурсных ее функций целесообразно использовать ландшафтный подход, а на территориях распространения многолетнемерзлых пород – оценку мерзлотно-ландшафтных условий, которая включает выделение ландшафтных геосистем регионального и локального уровней, оценку их устойчивости и динамики развития. Совмещение результатов этой оценки и ограничений к природопользованию в границах этих геосистем позволяет оптимизировать процесс природопользования на северных территориях, сохранить ценные биосферные функции северных территорий и учесть социально-хозяйственные нужды коренного населения.

Ключевые Слова: Криолитозона; ландшафт; ограничения к природопользованию; северная лесотундра; устойчивость.

Введение

Изучение природных условий перспективных для промышленного освоения территорий – основа для проведения природно-экологического районирования, оценки устойчивости природных комплексов к разным видам антропогенного воздействия, оптимальной территориальной организации, которая бы учитывала экологические, социальные и экономические функции пространства. Ядром комплексных исследований по изучению природных (физико-географических) условий служит ландшафт – он выступает как ресурсовоспроизводящая, средовосстанавливающая и хранящая генофонд система.

Ландшафт рассматривают как природное образование, а термин «ландшафт» используется для обозначения природно-территориального комплекса (ПТК) любого ранга, в котором «...все основные компоненты – рельеф, климат, воды, почвы, растительность и животный мир – находятся в сложном взаимодействии и взаимообусловленности, образуя однородную по условиям развития единую неразрывную систему» (Реймерс, 1990; ГОСТ..., 1987).

Иерархия природных систем достаточно сложна и содержит для крупнейших геологических структур от пяти до десяти уровней: однако при практической оценке территории используется не более трех уровней: зональный, региональный, локальный (в ранге урочища) ландшафт. Основой для выделения зонального ландшафта служит принадлежность участка к конкретной растительной зоне, регионального – приуроченность к определенной генетической поверхности, урочище – это сложно устроенная природная геосистема, занимающая мезоформу рельефа или ее часть с характерным микрорельефом, определенным сочетанием биоценозов и почвенных разностей (Анненская, Видина, Жучкова, 1962). Под структурой ландшафта

понимается набор, соотношение и взаимосвязь входящих в ландшафт компонентов, в том числе комплексов более низкого ранга (ГОСТ..., 1987).

Целью данной работы является оценка мерзлотно-ландшафтных условий региональных ландшафтов подзоны прерывистого распространения многолетнемерзлых пород северной лесотундры для выявления ограничений к природопользованию на рассматриваемых территориях.

Подзона северной лесотундры Европейского Северо-Востока административно располагается преимущественно в пределах Ненецкого автономного округа (НАО), а также в Воркутинском районе и северных частях Интинского и Усинского районов Республики Коми. Эта территория входит в состав Большеземельской тундры и характеризуется прерывистым распространением многолетнемерзлых пород (ММП). В пределах криолитозоны Европейского Северо-Востока – это 15% всей ее площади.

Ландшафт северной лесотундры характеризуется подчиненным развитием лесных и болотных растительных формаций и преобладанием пространств с тундровым типом растительности и торфяников. Формируются порядка 20 видов локальных урочищ (Осадчая, Кирикова, Долгова, 1997). Для каждого урочища свойственно определенное сочетание почв, растительности, микро- и мезорельефа, степени увлажнения, мерзлотных характеристик, современных экзогенных процессов. Выделенные природно-территориальные комплексы (ПТК) в ранге урочища формируют определенный облик (структуру) региональных ландшафтов территории. В зависимости от возраста и генетического типа поверхности в подзоне показательными можно считать следующие типы региональных ландшафтов (условно присвоим им буквенные обозначения):

А абразионно-аккумулятивная аллювиально-морская нижнеплиоценовая поверхность водоразделов с абсолютными отметками 220-330 м;

Б абразионно-аккумулятивная морская среднеплиоценовая поверхность водоразделов с абсолютными отметками 180-220 м;

В абразионно-аккумулятивная морская верхнеплиоценовая поверхность водоразделов с абсолютными отметками 160-180 м;

Г абразионно-аккумулятивная морская (ледово-морская) эоплейстоценовая поверхность водоразделов с абсолютными отметками 120 (115) -160 м;

Д абразионно-аккумулятивная морская нижнеплейстоценовая поверхность водоразделов с абсолютными отметками 90 (100) – 115 (120) м;

Е абразионно-аккумулятивная озерно-аллювиальная нижнеплейстоценовая поверхность водоразделов с абсолютными отметками 70 – 90 (100) м;

Ж эрозионно-аккумулятивная озерно-аллювиальная среднеплейстоценовая поверхность водоразделов с абсолютными отметками 60 - 70 м.

Кроме того, фрагментами развиты позднеплейстоценовые ландшафты речных террас (З). По долинам рек и ручьев формируется интразональный эрозионно-аккумулятивный аллювиальный голоценовый ландшафт (Иванов, 2011).

Ландшафты А, Б, В встречаются в восточной части подзоны, примыкающей к Уралу. Ландшафт Г также тяготеет к восточной части территории, но фрагментами развит в центре и на западе подзоны. Если рассматривать тектоническую структуру Большеземельской тундры, они приурочены к синклинальным структурам. Наиболее распространены ландшафты Д и Е. Они характерны как для участков синклинальных, так и антиклинальных структур. К долинам крупных рек приурочены ландшафты Ж и З.

Для анализа ландшафтной структуры использовались данные по 9 ключевым участкам, средняя площадь которых порядка 100 кв. км, минимальная – около 50, максимальная – 300 (рис. 1). Для каждого из ключевых участков в едином ключе имеются ландшафтные карты М 1: 25 000 или 1: 50 000. При промышленном освоении территории на стадии прединвестиционного территориального планирования использование этих карт позволяет намечать площадные объекты обустройства на участках с минимальными показателями потенциального экологического и социального ущерба с учетом, к тому же, их мерзлотно-инженерно-геологических особенностей.

На первом этапе в пределах ключевых участков были выделены региональные ландшафты. Далее, для каждого из ландшафтов была изучена структура слагающих их урочищ. Все урочища были разделены на группы по характеру растительности: лесные, торфяников, болот, тундровые, луговые, поемные. В дальнейшем анализировались лишь первые 4 группы, так как луга в этой подзоне встречаются крайне редко и приурочены, как правило, к интразональным

ландшафтам, а поемные урочища по определению относятся к интразональным.

Лесные урочища в подзоне относятся к категории притундровых лесов и играют важную биосферную роль. В отдельных случаях они являются кормовой базой для оленеводства (зимние пастбища). Доминирующей породой в целом является ель, субдоминирует береза, хотя для различных лесных урочищ соотношение может быть обратным. В подзоне леса приурочены к придолинным участкам, склонам и вершинам водоразделов. Достаточно редко в лесах развиты ММП.

Участки тундр развиты преимущественно на высоких водоразделах, где они доминируют. На более низких геоморфологических уровнях они встречаются в сложном сочетании с торфяниками и болотами. Тундровые урочища обычно выделяются по характеру мезорельефа. Характерны урочища со среднеблочным, нечеткоблочным мезорельефом, полого-волнистые, реже мелкоблочные. Для тундровых урочищ характерно преимущественное развитие ММП. Тундры являются основной кормовой базой для оленеводства (прогонные пастбища, в основном позднеосенние, реже ранневесенние), особенно ценными являются кустарничковые и лишайниковые участки.

Торфяники в разных пропорциях присутствуют на всех геоморфологических уровнях. Преобладают хасыреи и плоские торфяники, менее развиты выпуклые торфяники. Для урочищ торфяников характерно преимущественное развитие ММП. Как кормовая база оленеводства эти участки практически не используются.

Болота для подзоны малохарактерны. Лишь в отдельных случаях они заметны в ландшафтной структуре территории. Выделяют несколько основных видов болот. Среди них наиболее заметны кустарниково-кустарничково-осоково-моховые, осоково-моховые. ММП в пределах болот практически нет, могут быть встречены отдельные новообразования. Как кормовая база ограниченно используются окрайки болот.

Рассматривая криолитозону как, прежде всего, биосферный ресурс, основу для сохранения традиционного природопользования, необходимо ориентироваться на определенные природные критерии, в числе которых – устойчивая ландшафтная основа, стабильность которой тесно связана со стабильностью геокриологических условий. Освоение криолитозоны должно быть ориентировано прежде всего на строгое соблюдение экологического законодательства, на учет того обстоятельства, что часть средообразующих или экологически значимых природных объектов не в полной мере им защищены (защитный статус может вообще отсутствовать), на учет интересов коренного населения. Любое ограниченное по времени использование территории следует организовать таким образом, чтобы нанести минимально возможный ущерб природным экосистемам, размещать производственную инфраструктуру на участках, характеризующихся максимальным потенциалом самовосстановления.

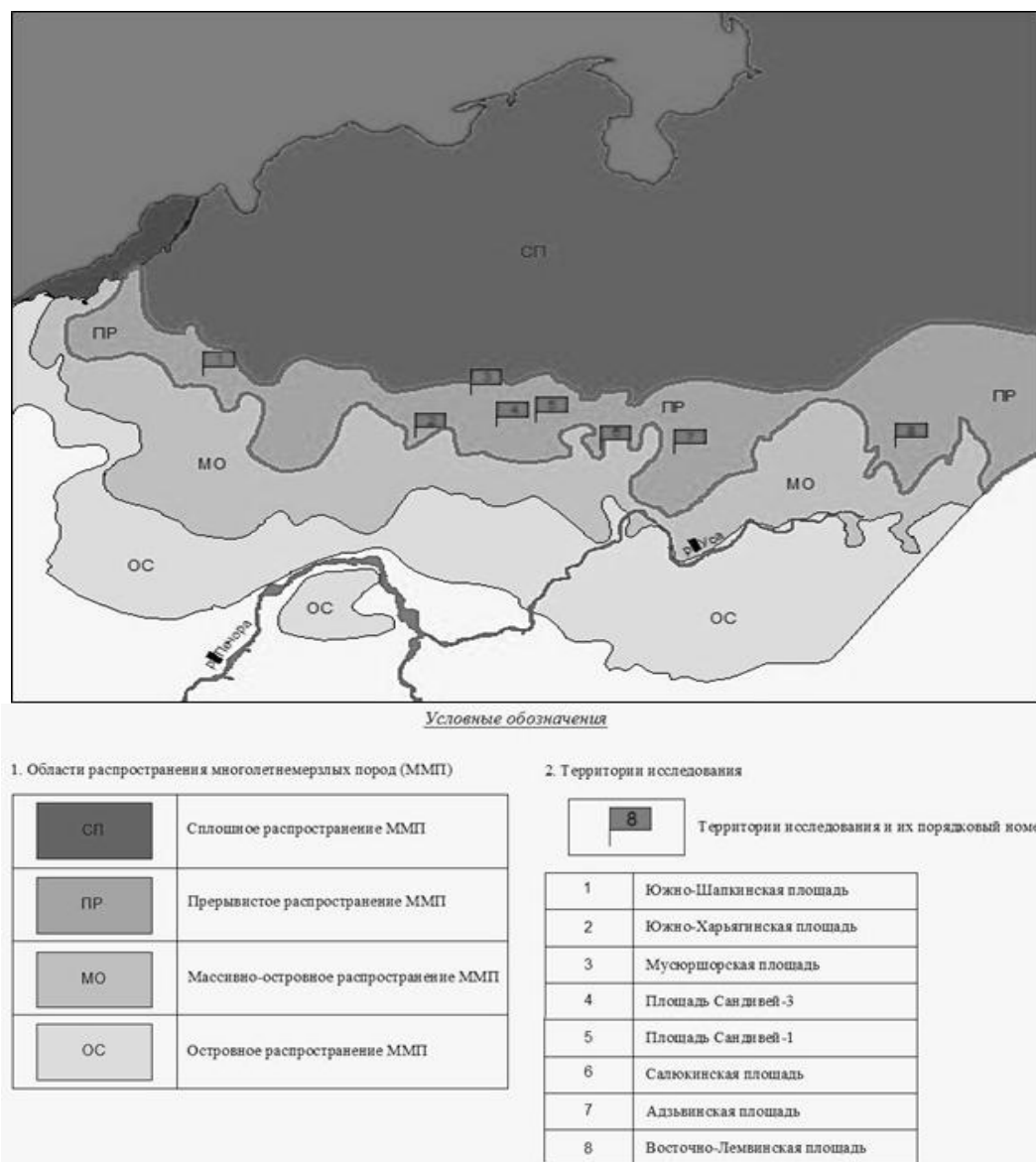


Рис.1. Схема расположения ключевых участков

Совмещение результатов оценки мерзлотно-экологических условий исследуемых участков прерывистого распространения многолетнемерзлых пород и соответствующих признаков ограничений к природопользованию помогают успешно решить поставленную задачу.

К ограничениям к природопользованию относят такие ограничения, следование которым позволяет обеспечить максимально возможную сохранность природных экосистем при осуществлении нетрадиционного хозяйственного освоения территории. Все ограничения к природопользованию в соответствии с классификацией Г.Г.Осадчей делятся на группы, которые носят экологический, социальный и инженерный характер (Осадчая, 2009). Первые две обеспечивают устойчивое развитие территории, последняя – устойчивость техногенных систем. Экологическая группа ограничений разделена на законодательные и геоэкологические; социальные ограничения, связанные с сохранностью природной основы ведения традиционного хозяйства, называются природоресурсными; с промышленным

освоением связаны инженерно-геологические ограничения.

В границах исследуемых участков законодательными ограничениями считаем ограничения, определенные Федеральным законодательством для охраняемых природных территорий (ОПТ): водоохранных зон и прибрежно-защитных полос (водоохранные зоны, как правило, шире прибрежно-защитных полос, поэтому в дальнейшем ориентируемся на их параметры).

К геоэкологическим ограничениям относим ограничения по отношению к территориям, осуществляющим средообразующие функции, чей биосферный статус определен, но реально не обеспечен законодательно либо вообще не определен. К таким территориям отнесены участки притундровых лесов, участки развития хасыреев и древовидных кустарников, а также проточные болота. По генетической принадлежности озера, характерные для территории, являются термокарстовыми. По определению они заложены по узлам полигональной сетки (с ПЖЛ), т.е. гидрологически связаны друг с другом, сообщаются, имеют выход к гидросети.

Таким образом, это проточные образования и химическое загрязнение их недопустимо. Кроме того, по исследованиям В.В.Елсакова и Ф.А. Романенко – это динамичные системы, где возможен как переход озера в хасырей, так и наоборот. Таким образом, хотя участки хасыреев не определены законодательством как особый вид территории для природопользования, к ним необходимо применить геоэкологические ограничения. Что касается участков древовидных кустарников, которые по региональному законодательству Ненецкого АО приравнены по статусу к притундровым лесам, так как имеют большое природостабилизирующее значение. Очевидно, что эксплуатационные рубки (определены как ограничивающий природопользование аспект) на них проводить никто не будет, однако, при освоении месторождений углеводородного сырья эти участки могут пострадать. Поэтому они выделяются в работе как участки с геоэкологическими ограничениями.

Природоресурсные ограничения касаются пространств, на которых ведется традиционное природопользование. На территориях исследований проходит зимний, поздневесенний и раннеосенний прогон оленей. В первом случае наиболее ценными являются участки с лесным типом растительности, во втором – придолинные участки, в последнем – все участки с тундровым типом растительности. Таким образом, в группу этих ограничений попадают все лесные и тундровые урочища за исключением участков древовидных кустарников, так как основная зеленая масса на них в период прогонов еще (или уже) отсутствует. При организации нетрадиционного природопользования по возможности нужно ориентироваться на участки, наименее значимые для традиционных видов хозяйствования. Это позволит обеспечить одно из условий устойчивого развития региона.

Инженерно – геологические ограничения на прединвестиционном этапе определены с высокой степенью условности и должны уточняться во время проведения предпроектных работ. Однозначно, к территориям с этими ограничениями относятся хасыреи в связи с нестабильностью последних, высокой степенью обводненности, своеобразием инженерно – геологических свойств, слагающих их грунтов. Также ограничения такого рода применимы к участкам развития ПЖЛ, которые фиксируются в пределах торфяников и, как правило, примыкают к берегам озер и хасыреям. Таким образом, участки с ПЖЛ, в основном, встречаются в водоохранной зоне озер и учитываются ранее в законодательных ограничениях. Строительство на подобных участках связано с повышенной степенью техногенного риска. Кроме того, не рекомендуется строить на сильнообводненных термокарстовых понижениях с крайне низкой несущей способностью, участках развития карста. Строительство площадных объектов не рекомендуется на выпуклых торфяниках. Современная мерзлотная обстановка на этих участках нестабильна, идет активный рост мерзлых бугров, увеличивается площадь развития многолетнемерзлых

пород. Если же строить линейные объекты, то их не рекомендуется размещать подземно, как на сопредельных участках, что крайне сложно осуществить без значительных затрат. К участкам со сложными инженерно-геологическими условиями можно отнести некоторые типы болот. Это, прежде всего группа топяных и травяно-осоковых болот, а также термокарстовые понижения.

Следовательно, оптимально с точки зрения традиционного использования территории и сохранения его экологической устойчивости, является строительство на некоторых участках развития органогенных грунтов, хотя, с точки зрения инженерной геологии и экономики, такое строительство является достаточно затратным.

Совмещение результатов анализа ландшафтной структуры исследуемых территорий и выявленных ограничений к природопользованию позволяет сделать вывод, что наиболее подходящие участки для нетрадиционного хозяйственного освоения с точки зрения сохранения биосферных и социальных функций располагаются в пределах ландшафта абразионно-аккумулятивной морской нижнеплейстоценовой поверхности водоразделов с абсолютными отметками 90 (100) – 115 (120) и ландшафта абразионно-аккумулятивной озерно-аллювиальной нижнеплейстоценовой поверхности водоразделов с отметками 70 – 90 (100) м.

Литература

- Реймерс Н.Ф. Природопользование: словарь-справочник. – М.:Изд-во Мысль, 1990. – 453 с.
- ГОСТ 17.8.1.01-86 (СТ СЭВ 5303-85) Охрана природы. Ландшафты. Термины и определения. Изд.офиц. – М.: Гос.ком. СССР по стандартам, 1987. – 10 с.
- Анненская Г.Н., Видина А.А., Жучкова В.К. и др. Морфологическая структура географического ландшафта. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – 184 с.
- Осадчая Г.Г., Кирикова Н.С., Долгова Н.Н., Унифицированная региональная дифференциация природных комплексов криолитозоны Тимано-Печорской провинции для целей геоэкологической оценки территории/ Инженерно-геологическое обеспечение недропользования и охраны окружающей среды: материалы междунар. научно-практ. конф. – Пермь: ПГУ, 1997. – С.129
- Иванов Н.Ф. Геолого-геоморфологическое строение Тимано-Печорской провинции / Проблема управления в XXI веке: материалы всероссийской научно-практ. конф. – Ухта: Институт управления, информации и бизнеса, 2011. – 264 с.
- Осадчая Г.Г. Сохранение территориального ресурса как одно из условий устойчивого развития криолитозоны (на примере Большеземельской тундры). // Криосфера Земли, – 2009.т. XIII, № 1, с. 24-31.

Изменения площадей термокарстовых озёр на территории Бованенковского месторождения (Ямал) за последние 20 лет

Г.С. Санников

ООО ГП «Промнефтегазэкология», г. Тюмень, Россия

Реферат

Картометрическими методами исследуются изменения размеров термокарстовых озёр на территории Бованенковского НГКМ (Центральный Ямал), произошедшие за последние 20 лет. По результатам измерений выявлено незначительное, однако, устойчивое уменьшение площадей термокарстовых озёр на водоразделах, и незначительное увеличение площади и количества озёр на низких гипсометрических уровнях.

Ключевые Слова: Картометрия; морфологический анализ; термокарстовые озёра.

Введение

В свете современных глобальных изменений климата большой интерес вызывает реакция на них многолетнемерзлых толщ. Данному вопросу посвящена обширная литература (Павлов, Малкова, 2005; Васильев и др., 2008; Павлов, 2008). До сих пор у исследователей криолитозоны нет единой точки зрения на характер изменений свойств мерзлоты. Одним из показателей изменений этих свойств является динамика современных экзогенных рельефообразующих процессов в криолитозоне, причём наиболее показательным является процесс термокарста, т. е. вытаивания подземных льдов с образованием на поверхности отрицательных форм рельефа. Оценкой изменения площадей термокарстовых озёр занимались и ранее (Брыксина и др., 2006; Кравцова, Быстрова, 2009; Smith et al, 2005), однако исследований подобного рода в крупном масштабе в зоне сплошного распространения ММП ещё не проводилось.

Для оценки динамики термокарста на территории Бованенковского месторождения автором был использован метод морфологического анализа рельефа. В настоящей статье излагается суть этого метода и приводится проверка его достоверности для территории Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения, расположенного на п-ове Ямал.

Геолого-геоморфологический очерк ключевого участка исследований

Ключевой участок исследования располагается на западном (Карском) мегасклоне центральной части полуострова Ямал, протягиваясь в долготном направлении от р. Сеяха на юге до среднего течения р. Юнетаяха на севере. В геоморфологическом отношении выделяются поверхности поймы (нижний высотный уровень, абс. отметки 0,5-8,7 м) и III-ей морской террасы (верхний высотный уровень, абс. отметки 23-32 м), соединённых между собой широкой полосой склонов, крутизна которых, в основном, не превышает 5-6°.

Верхняя часть разреза горных пород представлена морскими осадками средне-верхнеплейстоценового возраста – салехардской и казанцевской свитами

(Лазуков, 1970), а также верхнеплейстоценовыми и голоценовыми, аллювиальными и аллювиально-морскими отложениями. В литологическом отношении эти слои представлены переслаивающимися глинами, суглинками, супесями и пылеватými песками. Характерной особенностью толщи верхнеплейстоценовых морских отложений является наличие в них мощных залежей подземных льдов, залегающих на глубине от 2-5 до 8 м от дневной поверхности.

Многолетнемерзлые грунты территории месторождения характеризуются температурами от –6 до –9°C, типичной глубиной сезонного протаивания 0,3-0,8 м и различными криогенными текстурами сезонно-талого и многолетнемерзлого слоёв.

Наиболее характерными экзогенными процессами, действующими на территории Бованенковского НГКМ являются термокарст, морозобойное растрескивание, солифлюкция (медленная и быстрая), термоэрозия, термоденудация, криопланация, криогенное пучение. Наблюдается тяготение термокарста и криогенного пучения к нижним высотным уровням, а криопланации, термоэрозии и термоденудации – к верхним. Морозобойное растрескивание и солифлюкция распространены на обоих уровнях рельефа, хотя характерные особенности их проявлений на разных поверхностях могут заметно отличаться.

Суть метода морфологического анализа интенсивности экзогенных рельефообразующих процессов

Для определения интенсивности протекания экзогенных рельефообразующих процессов на ключевом участке исследования нами был использован *морфологический метод* анализа. Ввиду неустановившегося до сих пор в науках о земле однозначного понимания термина «морфологический анализ», автору представляется необходимым определить, что понимается под этим термином в данной работе.

Из названия следует, что морфологический анализ позволяет на основании изучения формы того или иного объекта (обломка горной породы, живого организма и т. п.) делать заключения о внутреннем содержании этого объекта и процессов,

происходящих внутри него. В геоморфологии, морфологический анализ позволяет устанавливать происхождение, возраст и историю развития той или иной формы рельефа на основе изучения её плановых очертаний, продольных и поперечных профилей.

Одним из способов использования морфологического анализа является оценка динамической составляющей рельефа. При этом следует учитывать, что современный рельеф является как бы «моментальным снимком», на котором запечатлено то, что происходило в прошлом, какие процессы шли, формируя рельеф, и как они будут развиваться в будущем. Именно анализу таких разновременных «снимков» и посвящена настоящая работа.

Таким образом, под термином *морфологический анализ интенсивности* нами будет пониматься оценка интенсивности протекания современных экзогенных процессов, сделанная на основании изучения морфологических и морфометрических характеристик существующих на территории исследования форм рельефа и их пространственного распространения.

На *первом этапе* исследования ключевого участка нами был проведён морфологический анализ устойчивости рельефа Бованенковского НГКМ по топографической карте масштаба 1:100 000. Методика этого исследования была подробно изложена ранее (Санников, 2010), здесь же мы приведём основные принципы данного исследования.

Для характеристики интенсивности современных экзогенных процессов, протекающих на территории Бованенковского ГКМ, нами были выбраны следующие основные характеристики: гипсометрический уровень; заозёрность; густота

морфоэлементов (озёрных котловин). Выбор этих параметров обоснован следующими причинами:

- распространённость озёр по всей территории исследования;
- неравномерное распространение озёрных котловин по участку, позволяющие судить о причинах этой неравномерности;
- разнообразие форм и размеров озёр, являющееся результатом воздействия разных по характеру и интенсивности экзогенных процессов.

Вычисление данных параметров производилось по регулярной сетке квадратов с шагом 2 км (площадь квадрата, таким образом, составляла 4 км²). Выбор такого квадрата обусловлен размерами самых крупных озёр участка, т.к. в случае меньшей площади квадрата, наиболее крупные озёра занимали бы его целиком. Таким образом, размер квадрата – наименьший из возможных.

Расчёт коэффициента заозёрности производился по формуле

$$K_{\text{заоз}} = S_{\text{оз}} / S,$$

где $S_{\text{оз}}$ – площадь озёрных котловин, приходящихся на квадрат, а S – площадь квадрата.

Расчёт густоты морфоэлементов (горизонтальной расчленённости, относительной плотности контуров) (Симонов, 1999, 2005) производился по формуле

$$K_{\text{гор. расч}} = N / S,$$

Где N – количество озёрных котловин, приходящихся на квадрат. Размерность этого коэффициента – 1/км².

В результате вычисления этих коэффициентов и прокраски квадратов соответственно их значений составлены морфометрические карты участка исследования (рис 1).

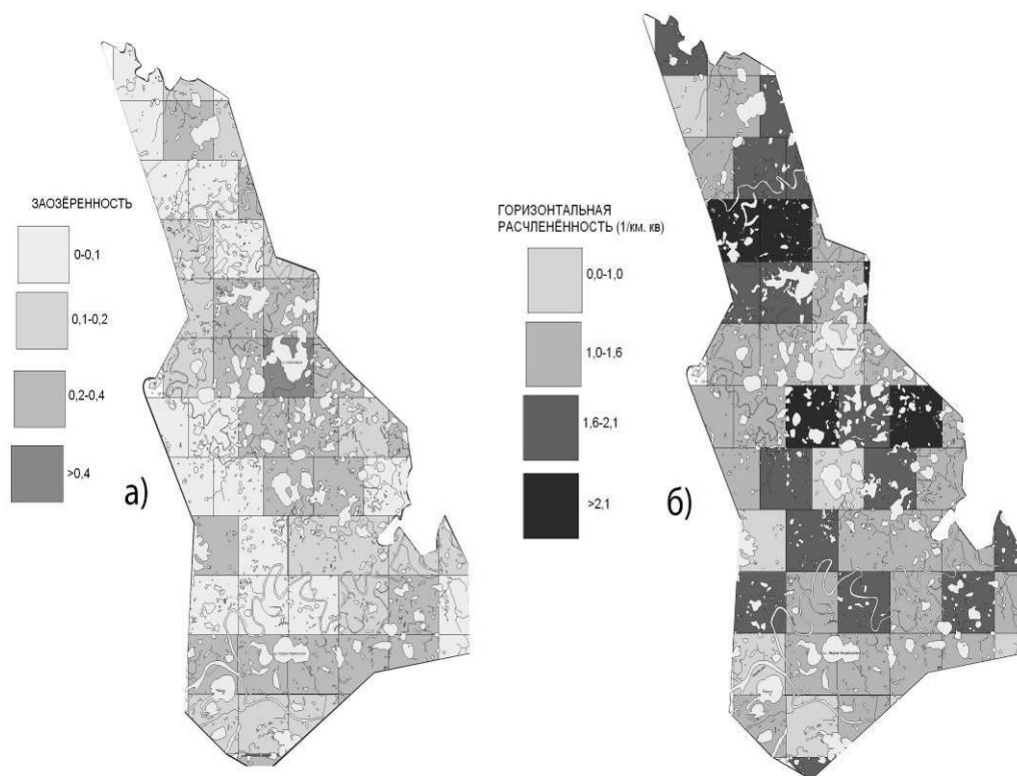


Рис.1. Картограммы заозёрности (а) и горизонтальной расчленённости (б) участка исследования

В результате, территория исследования была поделена на участки с различной устойчивостью. Методика этого деления и параметры, по которым оценивалась степень устойчивости рельефа на том или ином участке, также приведены автором в предыдущей работе, посвящённой этой теме (Санников, 2010). Следует лишь отметить, что в качестве одного из выводов этого исследования фигурирует положение о том, что водоразделы являются относительно устойчивыми участками, и интенсивное преобразование рельефа протекает на поверхностях крупных озёрных ванн, а также на низкой пойме, для которой характерны высокие значения горизонтальной расчленённости рельефа.

На *втором этапе* исследования такие же замеры были проведены по аэрофотоснимкам залёта 2003 г., и космическим снимкам Quickbird и GeoEye (пространственное разрешение 0,6 м) 2009 г. Кроме того, на некоторых участках была проведена оценка реального изменения форм и размеров термокарстовых озёр, произошедшая за периоды в 14 и 6 лет, прошедших между последним уточнением ситуации на топографических картах масштаба 1:100 000 и датами создания аэрофото- и космических материалов соответственно. В результате такого исследования были решены 3 задачи: 1) проверка методической пригодности морфологического анализа с использованием космических снимков; 2) оценка точности прогноза, данного по результатам исследования топографических карт путём уточнения плановых очертаний индикационных форм рельефа; 3) расчёт изменения площади термокарстовых озёр, произошедшего за 14 и 6 лет соответственно.

Следующим шагом этого исследования стал подсчёт изменений площади озёр ключевого участка за 20 (1989-2009) лет. Для этого оцифрованные береговые линии озёр с карты и со снимка были наложены друг на друга и пространство между ними было измерено при помощи средств ГИС-среды Mapinfo.

В результате анализа этих карт были выявлены некоторые закономерности динамики развития береговых линий озёр исследуемого участка, которые приведены в следующем разделе.

Результаты картометрических исследований

При сравнении парных картограмм (карт заозёрности и густоты морфоэлементов), составленных по каждому источнику данных, выявляется несовпадение значений коэффициентов в квадратах. Иными словами, в тех квадратах, в которых отмечены высокие значения $K_{\text{заоз}}$, значения $K_{\text{гор. расч}}$, напротив, невелики и наоборот. Причины этого явления вполне очевидны. Маленькие озёра могут находиться в пределах квадрата в больших количествах, не давая при этом больших значений заозёрности, а большие водоёмы могут иметь площадь, сопоставимую с площадью квадрата. Коэффициент корреляции, составляющий -0,2, указывает на слабую обратную связь (по шкале Чеддока), а, скорее всего, на практически полное

отсутствие какой-либо связи между двумя этими параметрами (Симонов, 1999).

Следующим этапом работы, вслед за наложением двух получившихся карт друг на друга, стало наложение границ геоморфологических выделов на морфометрические карты. Результаты анализа наложенных карт представлены в таблице 1

Таблица 1. Значения $K_{\text{заоз}}$ и $K_{\text{гор. расч}}$ на различных геоморфологических поверхностях

Геоморфологическая поверхность	Преобладающие значения $K_{\text{заоз}}$		Преобладающие значения $K_{\text{гор. расч}}$	
	источник	значение	источник	значение
Фрагменты II-й и III-ей морской и лагунно-морской террасы	Топо 1989	0,0-0,1	Топо 1989	1,0-1,6
	АФС 2003	0,0-0,1	АФС 2003	1,0-1,6
	Космо 2009	0,0-0,1	Космо 2009	1,0-1,6
Поверхности хасырейной моделировки	Топо 1989	0,0-0,1	Топо 1989	>2,1
	АФС 2003	0,0-0,1	АФС 2003	1,8-2,1
	Космо 2009	0,0-0,1	Космо 2009	1,8-2,1
Склоны	Топо 1989	0,0-0,1	Топо 1989	1,6-2,1
	АФС 2003	0,0-0,1	АФС 2003	1,6-2,1
	Космо 2009	0,0-0,1	Космо 2009	1,6-2,1
Низкая и средняя пойма	Топо 1989	0,1-0,2	Топо 1989	1,6-2,1
	АФС 2003	0,2-0,3	АФС 2003	1,6-2,1
	Космо 2009	0,2-0,3	Космо 2009	1,7-2,2
Высокая пойма	Топо 1989	0,2-0,4	Топо 1989	1,0-1,6
	АФС 2003	0,3-0,4	АФС 2003	1,0-1,6
	Космо 2009	0,3-0,4	Космо 2009	1,0-1,6

Как видно из таблицы, наиболее заозёрными поверхностями являются пойменные участки. Приведённые здесь данные схожи с данными Ф. А. Романенко (Эрозионные процессы..., 1999). В то же время, видно, что горизонтальное расчленение поймы невелико по сравнению с хасырейными поверхностями, и близко по своему значению к тому же параметру междуречных поверхностей.

Если рассмотреть таблицу 1 с точки зрения изменения исследуемых морфометрических коэффициентов во времени, обращает на себя внимание, во-первых, их совсем незначительное изменение. Единственными значимыми трендами стоит считать рост коэффициентов заозёрности и горизонтальной расчленённости на пойменных уровнях, что говорит о том, что эти геоморфологические уровни являются наиболее активными. В остальном каких-то значительных

тенденций изменения коэффициентов отмечено не было.

Результаты измерений изменений площадей термокарстовых озёр

Для проверки точности морфологического анализа интенсивности криогенного рельефообразования нами было проведено исследование изменений формы и размеров береговых линий термокарстовых озёр на ключевом участке исследования. Для этого эти береговые линии были оцифрованы в среде Mapinfo, а затем наложены друг на друга. Следует сказать, что при последующей количественной обработке произошедших изменений учитывались только *значимые* смещения береговых линий. В данной работе значимым смещением было принято смещение на 10 м, что соответствует 0,1 мм на самом мелкомасштабном анализируемом материале (топографической карте 1 : 100 000).

Измерения показали, что:

1. площади крупных озёр водоразделов статистически значимо уменьшились. Общее уменьшение составило, в среднем 7% или примерно 7 км². Схожие данные об эволюции крупных термокарстовых озёр на Южном Ямале приведены в работе В. И. Кравцовой и А. Г. Быстровой (2009);
2. в то же время, площади малых и средних озёр на поверхности пойменного уровня – выросли. Общая увеличение составило около 5%, или около 1 км²;
3. наблюдается некоторое увеличение количества озёр, причём в основном новые озёра появляются на низких геоморфологических уровнях, а также в ложбинах, перекрытых оползнями-сплывами;
4. независимо от геоморфологической поверхности отмечено образование новых озёр техногенного генезиса, появившихся в результате развития процессов подтопления, а также протаивания в местах техногенных нарушений – многократных проездов техники или проведения буровых работ. Площадь и размеры таких озёр – невелики, время существования – первые годы.

Из приведённых выше результатов картометрических исследований, видно, что в настоящее время процессы термокарста и термоабразии, обуславливающие рост озёр, активны лишь на низких гипсометрических уровнях. В то же время, на водоразделах эти процессы неактивны, а формы, созданные ими ранее, находятся в состоянии деградации. Скорость процессов увеличения или уменьшения термокарстовых форм в большинстве случаев относительно невелика.

Процесс постепенного уменьшения площади термокарстового озера можно проследить на примере озера без названия, расположенного в тыловой части поверхности III-ей морской террасы. На рисунке (рис. 2) видно, что существенной разницы между положениями береговой линии в 1989 и 2003 гг. – нет. Однако, за период с 2003 по 2009 г. произошло отступление береговой линии более чем на 30-35 м. Протяжённость отступающего участка – около 350 м.

В настоящее время на берегу этого озера располагается площадка куста газовых скважин, однако причина уменьшения площади озера – не антропогенный фактор, т. к. ни площадка куста, ни подъездная автодорога не перекрыли линий стока в данное озеро.

На рисунке 5 обращает на себя внимание пересечение береговых линий озера, проведённых по материалам разных лет. Причиной этого пересечения может быть деятельность криогенных оползней (Лейбман, Кизяков, 2007) на участках, показанных стрелками. Именно в этих местах коренной берег относительно возвышен над урезом воды, и, следовательно, там могут протекать процессы криогенного оползания. В результате схода оползней их тела, сошедшие в озеро, могут несколько менять очертания береговой линии.



Рис. 2 Положение береговой линии озера без названия, расположенного в зоне влияния площадки КГС-26 в разные годы. Синий – 1989 г., красный – 2003 г, фиолетовый – 2009 г. Стрелками показаны места развития термодеструкционных процессов

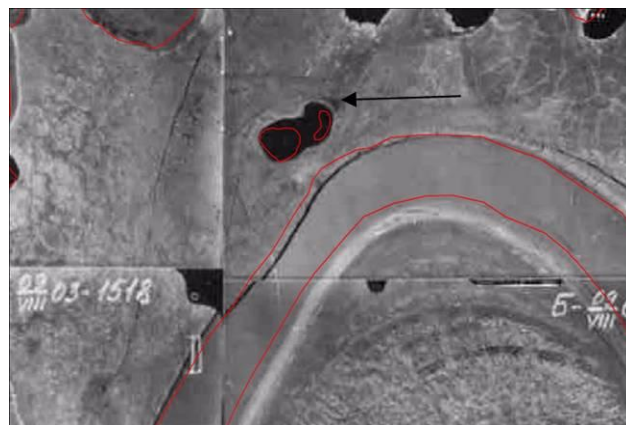


Рис 3 Слияние двух мелких озёр в одно. Красным показаны границы озёр в 1989 г. Фон – АФС 2003 г.

На низкой пойме, где отмечен незначительный рост числа малых озёр, локально идёт также обратный процесс – слияние двух и более малых озёр в одно, более крупное (рис 3). Такой процесс возможен при активной термоабразионной и термокарстовой переработке берегов. Впрочем, данный процесс встречается крайне редко (исключительно на низкой пойме р. Сеяха).

Выводы

Основными результатами проведённого картометрического исследования можно признать следующие положения:

1. Метод морфологического анализа интенсивности современного рельефообразования частично подтвердил свою достоверность в части выделения наиболее активных участков развития современных экзогенных процессов;
2. На территории Бованенковского НГКМ наиболее неустойчивыми и динамично развивающимися в отношении термокарста участками являются поверхности низкой поймы;
3. На водораздельных поверхностях для большей части крупных и средних озёр характерно относительно медленное отступление береговых линий;
4. На пойменных уровнях идут процессы образования новых термокарстовых озёр и незначительное увеличение площадей старых.

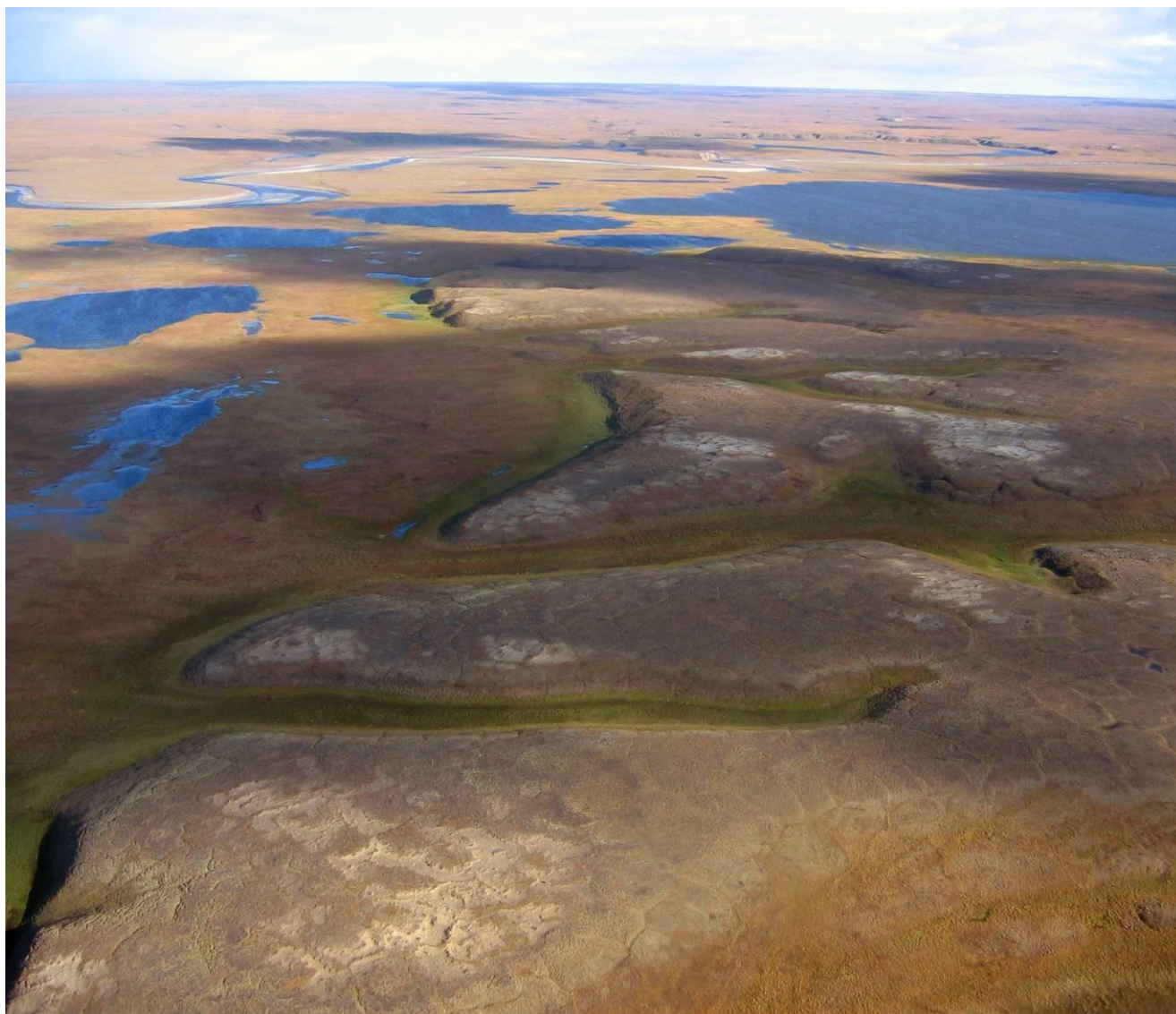
Для изучения причин изменений, происходящих с плановыми очертаниями термокарстовых озёр Бованенковского месторождения необходимы новые исследования. По нашему представлению, процессы изменения площадей озёр свидетельствуют о выработке термокарстового потенциала на водораздельных поверхностях, и, напротив, сохранившихся ещё залежах относительно доступных для термокарста высокольдистых толщ на поймах. Причём, по нашим представлениям, эти толщи вовлекаются в процесс вытаивания в результате перестройки речной сети в долинах рек Сеяха и Юнетаяха.

Литература

Брыксина Н.А., Евтюшкин А.В., Полищук Ю.М. Изучение динамики изменений термокарстовых форм рельефа с использованием космических снимков Тезисы докл. 4-й Всерос. открытой конф. "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". – М.: ИКИ РАН, 13–17 нояб. 2006 г.

(http://d33.infospace.ru/d33_conf/vol2/123-128.pdf)

- Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика темпреатуры многолетнемёрзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата. // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 10–18
- Кравцова В. И., Быстрова А. Г. Изменение размеров термокарстовых озёр в различных районах России за последние 30 лет // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 2, с. 16–26
- Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия) . – М.: изд-во МГУ, 1972, 322 с.
- Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криосферные оползни Ямала и Югорского полуострова. – М.: Институт криосферы Земли СО РАН, 2007. – 206 с., 12 цв. ил.
- Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на севере России. – Новосибирск, Академ. изд_во "Гео", 2005, 54 с.
- Павлов А. В. Мониторинг криолитозоны. – Новосибирск, Академ. изд_во "Гео", 2008, 229 с.
- Романенко Ф. А. Динамика озёрных котловин на центральном Ямале //Эрозионные процессы центрального Ямала. Под ред. А. Ю. Сидорчука и А. В. Баранова, – СПб, изд-во Гомельского ЦНТДИ, 1999. 350 с.
- Санников Г.С. Плановая форма и размер термокарстовых озёр как индикатор устойчивости рельефа Ямала// Теория геоморфологии и её приложение в региональных и глобальных исследованиях. Чтения памяти Н. А. Флоренсова. – Иркутск, изд-во ИЗК СО РАН, 2010. 238 с.
- Симонов Ю. Г. Объяснительная морфометрия рельефа. – М.: ГЕОС, 1999
- Симонов Ю. Г. Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. – СПб.: Питер: 2005. 397 с.
- Smith I.C., Sheng Y., MacDonald G.M., Hinzman L.D. Disappearing Arctic lakes. Science, 2005, vol. 308, No. 5727, p. 1429.



Расчет инженерных характеристик стока в условиях недостаточности данных гидрометеорологических наблюдений Северо-Востока России

О.М. Семенова

Государственный Гидрологический Институт, Санкт-Петербург, Россия

Л.С. Лебедева

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Россия

И.Н. Бельдиман

"Хотугу Орустэр" (Реки Севера), Якутск, Россия

Реферат

В условиях недостаточности данных наблюдений и значительных изменений окружающей среды, применение методов расчета характеристик стока, основанных на статистическом подходе экстраполяции данных наблюдений, может стать неправомерным. В качестве альтернативы предлагается подход детерминированно-стохастического (ДС) моделирования, в основе которого лежит совместное применение двух моделей: детерминированной гидрологической модели «Гидрограф» и Стохастической Модели Погоды (СМП). Представлены результаты применения ДС-моделирования на малых водосборах в верховьях р. Колымы. В работе использованы данные наблюдений Колымской водно-балансовой станции.

Ключевые Слова: Детерминированно-стохастическое моделирование; Колыма; Колымская Водно-Балансовая станция; кривые распределения характеристик стока; мерзлота; модель «Гидрограф».

Введение

В ближайшее время Северо-Восток может стать одним из наиболее динамично развивающихся регионов России в экономическом плане. Освоение богатых природных ресурсов требует решения задач инженерных изысканий и строительства. В то же время, удаленный и труднодоступный, Северо-Восток является одним из наименее охваченных сетью гидрометеорологических наблюдений регионом России.

В условиях недостаточности или даже отсутствия данных наблюдений, особенно за последние 20 лет, когда многие исследователи отмечают признаки значительных изменений окружающей среды, применение методов расчета характеристик стока, основанных на статистическом подходе экстраполяции данных наблюдений (Свод Правил...), может стать необоснованным и даже опасным.

Регион Северо-Востока расположен в зоне многолетней мерзлоты, которая является основным фактором, определяющим процессы формирования стока. Изменение состояния вечномерзлых пород (например, сроки и глубина сезонного протаивания) под влиянием изменений климата могут значительно трансформировать гидрологический режим.

В тех условиях, когда исторические ряды данных наблюдений перестают быть репрезентативными, единственным решением задачи получения кривых распределений характеристик стока в инженерных целях видится метод детерминированно-стохастического (ДС) моделирования.

Исследование сложнейших физических процессов, обусловленных наличием мерзлоты, практически невозможно без специальных данных наблюдений. В СССР было четкое понимание этого факта, и в далеком 1948 году в тяжелейшее послевоенное время была открыта Колымская Водно-Балансовая станция (КВБС). До сих пор, несмотря на то, что бездарным

решением чиновников от Росгидромета все специальные наблюдения на КВБС были прекращены в 1997 году, данные непрерывных, за более чем сорок лет, наблюдений КВБС являются уникальным по ценности материалом для развития и тестирования гидрологических моделей (Кучмент и др., 2000; Гусев, Насонова, 2006; Semenova, 2010; Lebedeva & Semenova, 2012; Лебедева & Семенова, 2012 – сборник, стр. ???). Эти данные были использованы и в представленной работе.

Детерминированно-стохастическое моделирование в гидрологии

В основе метода ДС-моделирования лежит совместное применение двух моделей: детерминированной гидрологической и стохастической модели погоды (СМП).

Детерминированная гидрологическая модель – это такая модель, которая описывает процессы формирования стока на водосборе исходя из физических принципов. Алгоритмы детерминированной модели представляют собой математическое описание процессов гидрологического цикла с той или иной степенью подробности и концептуализации.

Стохастическая модель погоды (СМП) обеспечивает метеорологический вход детерминированной гидрологической модели. С помощью СМП генерируются пространственно-временные картины погоды в пределах речного бассейна.

ДС-моделирование имеет следующий алгоритм действия:

1. Реализация детерминированной модели в заданном бассейне (включает в себя оценку параметров гидрологической модели, моделирование гидрографов стока и оценку

- эффективности расчетов путем сравнения рассчитанных и наблюдаемых величин стока).
- Оценка параметров СМП на основе суточных метеорологических данных наблюдений за осадками, температурой и влажностью воздуха на метеорологических станциях, расположенных в заданном бассейне, или их прогнозных значений.
 - Стохастическое моделирование суточных метеорологических данных за любой отрезок времени (например, 100–1000 лет) с помощью СМП.
 - Моделирование гидрографов стока за названный отрезок времени (100–1000 лет).
 - Построение кривых распределения максимальных, минимальных и других характеристик стока за вышеуказанный отрезок времени (100–1000 лет).

Таким образом, на выходе ДС-моделирования можно получить неограниченные ряды гидрологических данных, по которым определяются все необходимые характеристики годового, максимального и минимального стока.

Детерминированная модель «Гидрограф»

Детерминированная гидрологическая модель «Гидрограф» представляет собой математическую систему с распределенными параметрами, описывающую процессы формирования стока в бассейнах с различными физико-географическими характеристиками. Она разрабатывается под руководством проф. Ю.Б. Виноградова. Структура и содержание модели «Гидрограф» подробно описаны в монографии Виноградовы (1988), в учебнике Виноградова & Виноградовой (2010).

Модель «Гидрограф» описывает все процессы формирования стока, составляющие наземный гидрологический цикл. Блок-схема модели представлена на Рис.1.

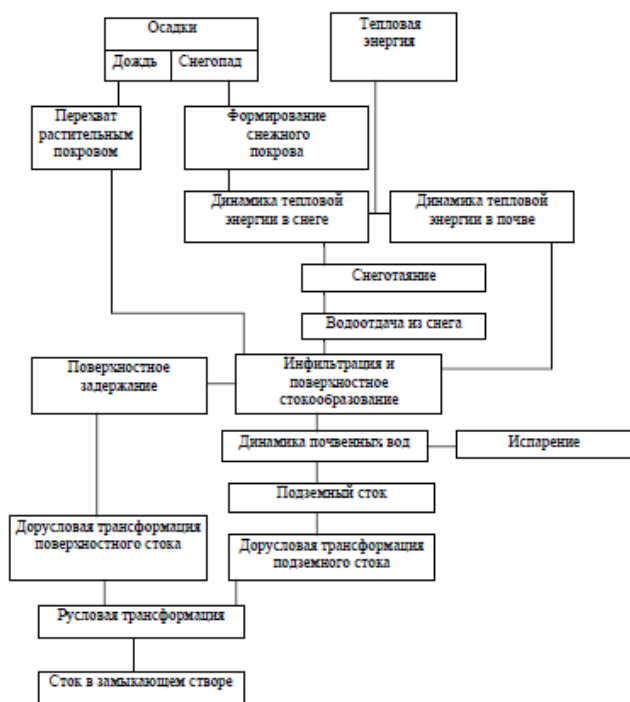


Рис. 1. Блок-схема модели «Гидрограф»

В качестве метеорологического входа в модель используется сетевая метеорологическая информация – суточные значения температуры воздуха, дефицита влажности воздуха, слоя осадков.

Основными параметрами модели являются физические свойства ландшафтов, которые можно измерять (наблюдать) в природе, систематизировать по типам почв, растительности и другим характеристикам и менять в случае изменений свойств ландшафта бассейна. Это значит, что одни и те же наборы параметров модели могут быть использованы при расчетах стока для различных бассейнов, расположенных в одной ландшафтной и климатической зоне, а при отсутствии данных гидрологических наблюдений оценка параметров проводится на основе знаний о физико-географических условиях в бассейне.

Для оценки параметров в пределах исследуемого бассейна выделяются однородные природные зоны, так называемые стокоформирующие комплексы (СФК), по ним производится систематизация параметров модели. Также вся площадь бассейна покрывается гексагональной сеткой, узлами которой являются репрезентативные точки (РТ) определенной единичной площади. Для каждой РТ определяются такие характеристики, как высота, уклон, ориентация склона, а также тип доминирующего СФК.

При детерминированном моделировании наблюдаемая метеорологическая информация интерполируется в РТ, при ДС-моделировании она генерируется СМП.

Моделирование процессов формирования стока проводится для каждой РТ, далее полученные значения стока транслируются в замыкающий створ бассейна в соответствии с принятым для каждой РТ временем добегания.

В модели «Гидрограф» решается задача динамики тепла и влаги в почвенной колонке, что абсолютно необходимо при ее использовании в районах распространения многолетней мерзлоты. По глубине почва делится на некоторое количество (3 – 20) расчетных слоев (РСП), обычно (но не обязательно) одинаковых и равных 0,1 м. Параметры в модели распределены в вертикальном (почвенная колонка) и горизонтальном (система РТ) плане.

Для каждого РСП в расчетный интервал времени рассчитывается баланс энергии и влаги, то есть температура и влажность РСП, а также глубина протаивания и промерзания. Примеры расчетов динамики деятельного слоя для различных ландшафтов КВБС и сравнение их результатов с наблюдаемыми данными могут быть найдены в публикации Лебедевой и Семеновой (2012, сборник).

Модель «Гидрограф» учитывает неоднородное распределение снежного покрова на территории бассейна, а также влияние уклона на многие гидрометеорологические процессы.

Выход модели – непрерывный гидрограф стока в замыкающем створе в течение необходимого ряда лет. Попутно вычисляются переменные состояния почвы и снежного покрова.

Результаты применения модели «Гидрограф» для расчетов не только гидрографов стока, но и переменных состояний снежного покрова и почвы в условиях распространения многолетней мерзлоты в России (Semenova & Vinogradova, 2009; Semenova, 2010; Vinogradov et al., 2011; Lebedeva & Semenova, 2012 – in review) и Канаде (Pomeroy et al., 2009) показывают, что данная модель, с одной стороны, достаточно подробно описывает процессы формирования стока, с другой – обладает робастным алгоритмом и возможностью оценки ее параметров на основе данных о физико-географических условиях бассейна.

Стохастическая модель погоды (СМП)

Стохастическая модель погоды (СМП) разработана коллективом под руководством проф. Ю.Б. Виноградовым (Виноградов, 1988; Виноградов & Виноградова 2010, 2009).

С помощью СМП генерация суточных метеорологических величин в заданных регулярных точках бассейна может проводиться как в режиме воспроизведения данных, ничем не отличающихся от исторически наблюдаемых, так и с искусственно заданными параметрами (например, при расчетах стока в условиях прогнозируемого изменения климата).

При расчете принимается во внимание временная и пространственная корреляция метеорологических величин, а также их внутригодовой ход.

Параметры СМП оцениваются на основе наблюдаемых рядов суточной метеорологической информации на метеостанциях, а потом интерполируются в РТ. Предполагается, что для уверенной оценки параметров СМП требуется не менее 25-30 лет данных наблюдений.

Система параметров СМП условно делится на три большие группы: годовые, суточные и параметры пространственной корреляции.

С помощью СМП возможно рассчитывать экстремальные значения метеорологических величин,

которые не наблюдались в течение периода наблюдений.

Объекты исследования

В качестве объектов исследования выбраны четыре малых бассейна в верховьях р. Колымы. Их географическое положение и основные характеристики представлены на Рис.2 и в Табл.1.

Исследуемая территория расположена в районе Колымской Водно-Балансовой Станции (КВБС). Краткое описание физико-географических условий в исследуемом районе можно найти в данном сборнике (Лебедева & Семенова, 2012).

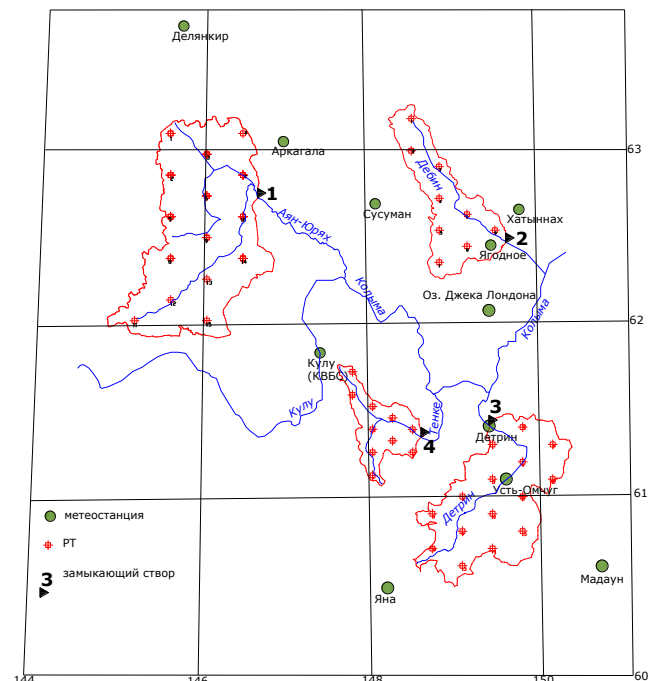


Рис. 2. Схема малых водосборов в районе верхней Колымы с репрезентативными точками и метеостанциями

Таблица 1. Характеристики малых водосборов

№	Река – створ	Площадь бассейна, км ²	Среднемноголетний расход, м ³ /с	Количество РТ	Расстояние между РТ, км	Средняя высота, м	Количество метеостанций (в том числе в пределах бассейна)
1	Аян-Юрях –Эмтегей	9560	62	15	29	1140	2(0)
2	Дебин – Беличье	3460	30	9	23	880	4(0)
3	Детрин – устье р. Ваханки	5630	47	15	22	920	6(2)
4	Тенке – в 2.2 км выше устья р.Нилькоба	1820	21	10	16	930	3(0)

Результаты детерминированного моделирования процессов формирования стока

Оценка и корректировка параметров модели «Гидрограф» проводилась на основе данных

наблюдений КВБС в три этапа (Лебедева & Семенова, 2012 – данный сборник).

На первом этапе были выделены три основных типа ландшафтов КВБС – каменная осыпь (гольцы), тундровое редколесье и заболоченное лиственничное редколесье, располагающихся в определенной

зависимости от высоты и ориентации склона. Значения параметров модели для каждого СФК, назначенные исходя из свойств доминирующих типов почвы и растительности, уточнялись в ходе моделирования формирования деятельного слоя.

Моделирование гидрографов стока на малых водосборах КВБС проводилось на основе уточненных параметров.

Результаты моделирования на КВБС, как переменных состояний почвы, так и гидрографов стока, были признаны удовлетворительными. Поэтому на исследуемых, более крупных, бассейнах были выделены перечисленные СФК в той же зависимости от высоты и ориентации местности, и приняты соответствующие им значения параметров модели.

Моделирование гидрографов стока с суточным расчетным интервалом было проведено за период 1977–1984 гг. для четырех горных водосборов, расположенных в зоне сплошной многолетней

мерзлоты в бассейне р. Колымы. Статистический анализ результатов моделирования представлен в Табл. 2, а пример визуального сравнения рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока – на Рис.3.

Таблица 2. Статистические критерии результатов моделирования стока на водосборах верховьев р. Колымы, 1977 – 1984 гг.

Бассейн (река – створ)	Q1	Q2	V1	V2
Аян-Юрях –Эмтегей	878	1054	234	232
Дебин – Беличье	386	412	301	309
Детрин – устье р. Вакханки	688	740	296	318
Тенке – в 2.2 км выше устья р.Нилькоба	248	291	267	311

Здесь Q1 и Q2 – средние наблюдаемый (1) и рассчитанный (2) максимальный расход ($\text{м}^3/\text{с}$); V1 и V2 – средние наблюдаемый (1) и рассчитанный (2) слои стока (мм).

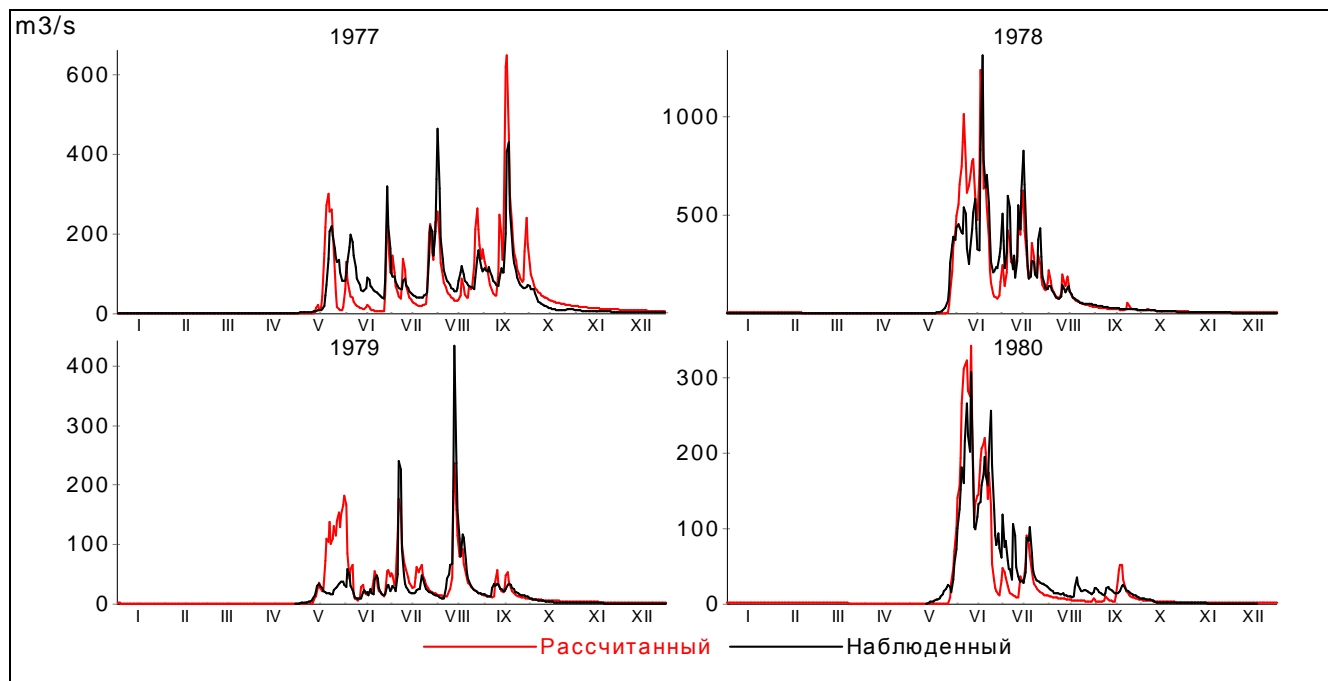


Рис. 3. Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне Верхней Колымы (1977–1978: р. Детрин, устье р. Вакханки; 1979–1980: р. Тенке, 2.2 км от устья р. Нилькоба)

Исследуемый район имеет сложную орографическую структуру, которая оказывает значительное влияние на распределение осадков. Поэтому показания метеостанций, расположенных за пределами рассматриваемых бассейнов (Табл. 1), несмотря на кажущуюся близость, часто оказываются нерепрезентативными. Так, например, в бассейне р. Аян-Юрях площадью 9560 км^2 не располагается ни одной метеостанции, и все расчеты проводились по станциям Кулу и Аркагала. Кроме того, что обе метеостанции находятся на значительном удалении от водосбора, они отделены хребтами и находятся на подветренном склонах. Авторы полагают, что отклонения рассчитанных величин стока от наблюдаемых, в большей степени, обусловлены проблемой интерполяции осадков в горных условиях.

Как показано в Табл. 2, в результате моделирования рассчитанные максимальные расходы воды несколько завышены по сравнению с наблюдаемыми, что, предположительно, объясняется завышенным вкладом поверхностной составляющей в формирование гидрографа стока, связанным с занижением объема инфильтрации воды в грунт. Рассчитанные и наблюдаемые средние слои стока хорошо согласуются друг с другом. В целом, результаты детерминированного моделирования стока могут считаться удовлетворительными, особенно в условиях недостаточности метеоданных и наличия только общей информации о физико-географических условиях в исследуемых районах.

Оценка характеристик стока заданной обеспеченности при недостаточности или нерепрезентативности данных наблюдений

Основной задачей гидрологии в инженерном и строительном проектировании является расчет характеристик стока, таких как максимальные и минимальные расходы и объемы паводков и паводков заданной обеспеченности. В настоящее время единственным, официально признанным в России инструментом, предназначенным для таких расчетов, является Свод Правил (СП) (2004). Методика СП использует различные приемы экстраполяции рядов наблюдаемых данных до заданных значений вероятности обеспеченности. При отсутствии данных наблюдений или недостаточности длины ряда предлагается использовать бассейны-аналоги.

За последние 20 лет произошел резкий провал качества обеспечения страны гидрометеорологическими данными. Исторические ряды наблюдений не отражают происходящих изменений гидрологического режима, в большой степени это относится к районам распространения многолетней мерзлоты. Также не существует апробированной методики внедрения прогнозов

изменений окружающей среды (климата и ландшафтов) в гидрологические расчеты. Рассчитанные ряды данных стали основой для построения кривых распределения максимальных расходов в исследуемых бассейнах.

В качестве примера на Рис. 4 показаны три кривые, характеризующие распределение максимальных расходов в бассейне р. Тенке. Этот бассейн имеет наиболее длинный ряд наблюдений (53 года) среди всех исследуемых бассейнов.

Итак, кривая 1 – это наблюдаемые величины, кривая 2 – это рассчитанные значения максимальных расходов за период 1977-1984 гг. по имеющимся историческим данным метеорологических наблюдений, а кривая 3 характеризует 1000-летний ряд, полученный на основе ДС-моделирования. Как видно из Рис. 4, наблюдается некоторое завышение рассчитанных расходов по сравнению с наблюдаемыми величинами. Однако в целом все три кривые согласуются друг с другом.

В современных условиях, когда исторические ряды данных наблюдений перестают быть репрезентативными в связи с происходящими изменениями окружающей среды, ДС-моделирование становится единственно возможным решением задачи получения кривых распределений характеристик стока в инженерных целях.

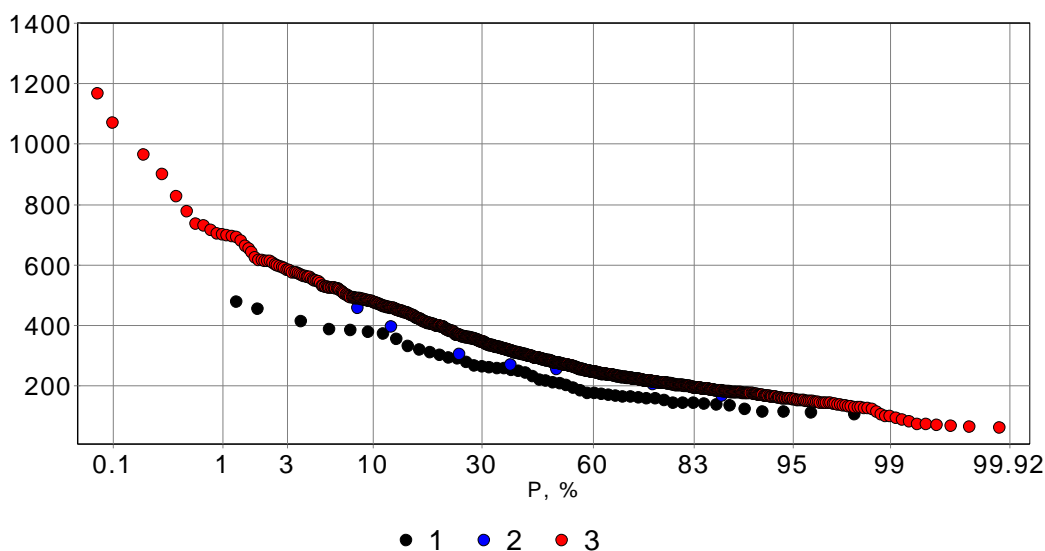


Рис. 4. Кривые распределения рассчитанных и наблюдаемых максимальных расходов воды (м³/с) в бассейне р. Тенке, 2,2 км от устья р. Нилькоба (обозначения 1, 2, 3 – см. в тексте)

Следует отметить, что на Рис. 4 приведены результаты расчетов, выполненных на основе исторических данных, то есть сгенерированные ряды метеорологических данных имеют те же параметры, что и исторические ряды наблюдений. Однако, перед изыскателем может стоять задача оценки характеристик стока при прогнозируемых изменениях климата или ландшафтов. В первом случае, параметры СП могут быть изменены согласно прогнозируемым изменениям климата. В случае, если ожидаются или вероятны такие изменения ландшафтов, которые могут повлечь за собой значительную трансформацию гидрологического

режима, – например, лесные пожары, то уточнение параметров детерминированной модели «Гидрограф» позволяет учитывать такие ситуации.

Заключение

В заключение необходимо отметить, что Semenova (2009) показала эффективность применения метода ДС-моделирования в расчетах стока для малых бассейнов, расположенных в различных физико-географических зонах России. В данной работе продемонстрированы результаты ДС-моделирования

для бассейнов, расположенных в зоне многолетней мерзлоты.

Показано, что применение метода ДС-моделирование возможно при наличии двух моделей. Детерминированная модель формирования стока (такая как «Гидрограф») должна иметь адекватное описание гидрологических процессов, а ее параметры – иметь физический смысл. Стохастическая модель погоды (такая как СМП) с одной стороны должна учитывать всю сложность метеорологических процессов, например, временную и пространственную корреляцию метеорологических величин, а с другой стороны – иметь универсальность применения.

Благодарности

Авторы благодарны Российско-Немецкой Лаборатории Морских и Полярных Исследований им. Отто Шмидта за поддержку исследовательской работы в рамках программы грантов в 2009-2011 годах.

Литература

- Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Опыт критического анализа. – Л.: Гидрометеиздат, 1988, 312 с. (на русском языке)
- Виноградов, Ю.Б., Виноградова, Т.А. Математическое моделирование в гидрологии. – М.: Академия, 2010, 366 с. (на русском языке)
- Гусев, Е.М., Насонова, О.Н., Джоган Л.Я. Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP. Водные Ресурсы, 2006, том 33, № 2, с. 133-145. (на русском языке)
- Кучмент Л.С. Гельфан А.Н, Демидов А.И. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы). – Водные ресурсы, 2000, том 27, №4, 435-444 (на русском языке)
- Лебедева, Л.С., Семенова, О.М. 2012. Динамика деятельного слоя и ее влияние на процессы формирования стока: анализ факторов и моделирование на примере малых водосборов Колымской Водно-балансовой Станции. Сборник трудов 10-й международной конференции по мерзлотоведению, стр.(на русском языке)
- Свод правил по проектированию и строительству. Определение основных гидрологических характеристик. СП-33-101-2003. 2004. (на русском языке)
- Lebedeva, L.S., Semenova O.M. (2012) Permafrost active layer depth as the main factor controlling runoff generation within the upper Kolyma river basin: process analysis and modelling. Polar science (in review)
- Pomeroy, J., Semenova, O.M. et al. 2010. Wolf-Creek Cold Regions Model Set-up, Parameterization and Modelling Summary. University of Saskatchewan Centre for Hydrology. Report No. 8, March 2010
- Semenova, O.M. 2010. Experience with modelling of runoff formation processes at basins of different scales using data of water-balance stations. IAHS publ. 336: 167 – 172.
- Semenova, O.M. 2009. Deterministic-stochastic modelling of hydrological extremes in small basins. Technical Documents in Hydrology, 84: 167 – 172. Unesco, Paris, 2009, SC-2009/WS/11
- Semenova, O.M., Vinogradova, T. A. 2009. A universal approach to runoff processes modelling: coping with hydrological predictions in data-scarce regions. IAHS publ. 333: 11 – 19.
- Vinogradov, Y. B., Semenova, O. M. and Vinogradova, T. A. (2011) An approach to the scaling problem in hydrological modelling: the deterministic modelling hydrological system. Hydrological Processes, 25: 1055–1073.doi:10.1002/hyp.7901.

Идентификация, диагностика и ранжирование геокриологических опасностей для протяжённых трубопроводов и других линейных объектов

Д.О. Сергеев, Ю.В. Халилова, Г.З. Перльштейн, А.Н. Хименков, Е.М. Макарычева
Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН), Москва, Россия
А.Н. Угаров

Центр исследований кризисных ситуаций, Москва, Россия

Реферат

На территории криолитозоны протяженные транспортные системы, пересекающие участки с различных климатическими и ландшафтными условиями, подвергаются негативным воздействиям со стороны мерзлотных процессов. Часть из этих воздействий вызвана взаимодействием сооружений с окружающей средой, другая – обусловлена естественной динамикой вечной мерзлоты. В работе рассматривается предложенная авторами адаптивная схема оценки геокриологических опасностей, которая учитывает существующие геолого-геоморфологические условия, техногенные влияния, а также современные изменения климата и активность мерзлотных процессов. Практическое использование данной схемы связано с организацией мониторинга опасных мерзлотных процессов, на базе которого должны приниматься управленческие решения по обеспечению нормального функционирования сооружений.

Ключевые Слова: Автодорога; геокриологические опасности; зона влияния; мониторинг; термокарст; трубопровод

Введение

Под геокриологической опасностью понимается вероятность неблагоприятных воздействий геокриологических процессов на инженерные сооружения или элементы природных ландшафтов. Нормальное функционирование любой технической системы обеспечивается соблюдением достаточно жестких требований к состоянию ее объектов. С этой точки зрения опасным следует признать такой геокриологический процесс, который может привести к нарушению нормативного состояния всей системы или ее отдельных звеньев.

Одни и те же процессы в пределах различных климатических и ландшафтных зон вдоль протяженных транспортных систем (нефте- и газопроводы, железные дороги и т.д.) представляют различную опасность и оказывают различное отрицательное влияние. При проектировании это обычно учитывают с помощью инженерно-геологического районирования, которое учитывает весь комплекс сведений о специфике геотехнических условий строительства и составляет основу необходимых прогнозных оценок.

Однако такой подход недостаточно эффективен в районах вечной мерзлоты из-за высокой чувствительности и динамичности геокриологической обстановки, которая может быстро изменяться под воздействием хозяйственной деятельности (Геокриологические опасности..., 2000). Эти обстоятельства являются серьезным вызовом, поскольку практика постоянно нуждается в прогнозе и оперативном проведении защитных мероприятий, которые не всегда удается предусмотреть в проекте. На территории криолитозоны принятие обоснованных управленческих решений по обеспечению нормального функционирования протяженного линейного сооружения требует организации рациональной системы геотехнического мониторинга. В его основу должен быть положен учёт

пространственного распространения и механизмов природных криогенных процессов во взаимодействии с техногенными нагрузками.

Опасные геокриологические процессы

К опасным геокриологическим процессам (ОГП) относятся: термокарст, термоэрозия, образование наледей, пучение, курумы, массовые смещения оттаивающего грунта на склонах. Среди естественных условий, способствующих возникновению криогенных опасностей, следует отметить высокольдистые грунты и подземные льды, изменения естественного стока, гари на увлажненных участках с торфянистыми почвами.

Анализ ОГП на протяжённых линейных объектах должен учитывать следующие основные характеристики:

- расстояние до объектов линейной системы;
- преобладающий механизм взаимодействия (механическое, тепловое);
- распространённость (поражённость, экстенсивность) на данном участке трассы;
- масштаб (относительные размеры явлений, связанных с оцениваемым процессом);
- активность данного процесса (динамические характеристики процесса);
- продолжительность воздействия; различают короткое (до первых суток), сезонное (от недели до 3 месяцев) и длительное (многолетнее) воздействия.

Все многообразие воздействий ОГП на инфраструктуру линейной системы можно подразделить на 3 группы:

- Давление на воспринимающую поверхность инженерных сооружений, обусловленное подвижками крупных массивов грунта (оползни, курумы и т.п.)

- Формирование пустот во вмещающем массиве, которое ведет к существенному изменению напряженно-деформированное состояние объекта или его фундамента (термокарст, эрозионные процессы, карст и т.п.)
- Нарушение состояния полотна дорог и других приповерхностных элементов природно-технической системы (наледи, затопление).

Следует заметить, что перечислены лишь варианты прямого воздействия. В сложных случаях требуется рассмотрение цепочки причин и следствий, приводящей к нарушению устойчивости инженерного сооружения. Например, устойчивое затопление на участках с льдистыми грунтами постепенно приводит к осадкам основания.

Изучение ОГП при организации мониторинга

Идентификация геокриологических опасностей заключается в опознавании и фиксации на местности проявлений и потенциальных источников (предпосылок) мерзлотных процессов. Она опирается на признаки современной или прошлой активности процессов, данные о распределении высокольдистых пород в полосе строительства и т.п. На этой стадии исследований причины геокриологических процессов

не анализируются, а лишь фиксируются ареалы их проявления в окрестности техногенных объектов. Важно различать опасности, возникающие под воздействием естественных факторов или антропогенной нагрузки. Например, под влиянием естественной динамики климата нередко наблюдается повышение температуры и деградация многолетнемерзлых пород. С другой стороны, удаление мохово-растительного покрова всегда сопровождается увеличением глубины сезонного оттаивания и при недочетах дренажной системы вызывает развитие термокарста (рис 1).

Основным результатом идентификации является определение мест с проявлением активных или потенциальных мерзлотных процессов, которые могут влиять на инженерные сооружения или свойства ландшафтов. Такие участки нуждаются в дополнительных обследованиях (с применением математического моделирования) и в организации мониторинга.

Для линейных объектов большой протяженности (многие сотни км) идентификацию геокриологических опасностей лучше всего проводить на базе аэровизуального обследования или аэрофотосъемки.



Рисунок 1. Развитие термокарста по противозэрозионной гравийной подсыпке. В правом нижнем углу на аэрофотоснимке показан этот же участок восемью месяцами ранее (признаков термокарста не наблюдается)

Диагностика геокриологических опасностей состоит в выявлении специфики криогенных

процессов применительно к конкретным условиям ТС.

На этой стадии исследований проводятся следующие работы:

- При помощи существующих представлений о механизме опасных мерзлотных процессов анализируются основные черты их динамики и возможность активизации под влиянием хозяйственной деятельности, а также (в долгосрочном аспекте) многолетних изменений климата.
- Производится районирование территории по условиям развития ОГП.

- С использованием математических моделей составляется прогноз изменения интенсивности и границ проявления ОГП во времени и пространстве.
- Дается предварительная оценка эффективности проектных решений по борьбе с ОГП.

При анализе условий строительства и эксплуатации большое внимание уделяется особенностям влияния элементов природно-технических систем на геокриологические условия (рис. 2).

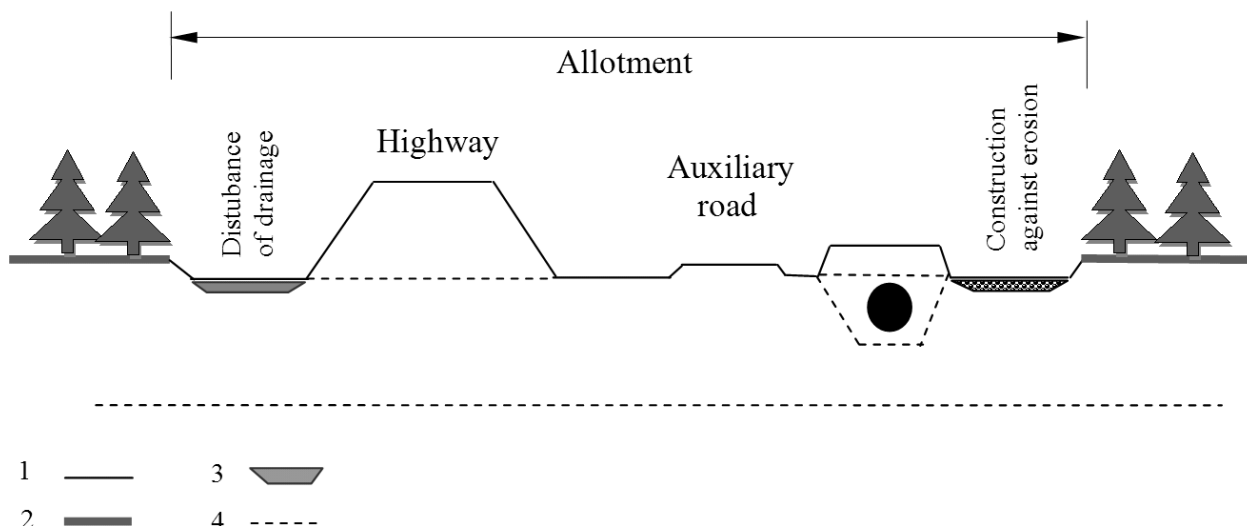


Рис 2. Обобщенный поперечный профиль коридора магистрального нефтепровода: 1 – незадернованная поверхность; 2 – задернованная поверхность; 3 – водоем; 4 – литологическая граница

Например, возведение автодороги нарушает естественный сток и приводит к формированию затопленных полос вдоль подножья насыпи. Летом их днище испытывает заметный разогрев по сравнению с оголенной и, тем более, с задернованной поверхностью. Зимой температурный режим грунта существенно зависит от глубины затопления (промерзает ли водоем до дна), а также от колебаний толщины снежного покрова на автодороге и в её окрестности. Сама автодорога охлаждающе действует на подстилающие грунты, т.к. на ее полотне отепляющая роль снега ничтожна. Все это следует учитывать при моделировании и прогнозе развития криогенных процессов как источника опасности для инфраструктуры автодорог, нефтепроводов и других линейных систем.

Модель воздействия каждого из геокриологических процессов на объекты линейной системы нуждается в исходных данных для расчётов. Так, данные о плано-высотном положении элементов трубопроводной системы, температурном режиме вмещающих грунтов и т.п. используются для расчёта напряжённо-деформируемого состояния (НДС) участка трубопровода. При использовании входных данных прогнозного характера, в результате моделирования мы будем получать прогнозные оценки НДС.

Ранжирование геокриологических опасностей составляет один из наиболее важных моментов в организации мониторинга протяженной линейной

системы. Поскольку нормативные требования исходят из недопущения непосредственного воздействия ОГП на объекты системы, то при ранжировании опасностей следует, прежде всего, учитывать время приближения границ проявления ОГП к объектам ТС. Имеет смысл использовать три градации опасности:

- высокая, при которой характерное время τ составляет менее трех месяцев;
- умеренная (средняя), τ – от 3 месяцев до 2 лет;
- низкая, τ более 2 лет.

Разумеется, нельзя не учитывать масштаб воздействия. Он может оцениваться, например, по относительной пораженности процессом полосы землеотвода. Оценку следует вести по трех-пятибалльной шкале. При этом принимаются во внимание приблизительный объем затрат на предотвращение опасностей или ликвидацию их последствий, а также возможности эксплуатационных служб по своевременному проведению мероприятий.

Обсуждение результатов и вопросы их практического использования

Все три описанные процедуры анализа разнородных инженерно-геологических данных встраиваются в технологический процесс мониторинга технического состояния протяженного инфраструктурного объекта. Такой мониторинг опирается на четыре основных вида обследований: технологические наблюдения (например, внутритрубная диагностика),

дистанционные обследования, наземные обследования, регулярные наблюдения на стационарах. Каждое из перечисленных обследований предполагает реализацию камеральной обработки получаемых данных, при которой последовательно проводится идентификация, диагностика и ранжирование геокриологических опасностей. Результаты обработки хранятся в специально спроектированной базе данных, с использованием которой должны готовиться регулярные официальные бюллетени состояния природно-технических систем объекта, а также специальные формы отчётности для анализа ситуации и подготовки технических заданий на моделирование и прогнозирование обстановки.

Дистанционные обследования включаются в себя два параллельно осуществляемых вида работ: аэровизуальные обследования и космо-аэрофотосъёмку. Аэровизуальные обследования позволяют получить первичные данные о расположении ареалов активности геокриологических процессов (т.е. их идентификацию – см. выше), морфометрические характеристики которых следует определять в процессе дешифрирования материалов космо- и аэросъёмки. Оперативность аэровизуального обследования даёт возможность в разумные сроки обосновывать объёмы детальных наземных обследований. Точность аэро- и космосъёмки позволяет оценить поражённость территории процессами и определить морфометрические характеристики поверхностных явлений.

Наземные обследования осуществляются на наиболее приоритетных участках наивысшей категории опасности какого-либо геокриологического процесса. Приоритетность определяется по совокупности критериев (близость к объекту, тенденции развития, сила воздействия, вероятностные оценки активизации в будущем и др.) и обуславливает очерёдность и объёмы (детальность) наземных обследований. Основная задача наземного обследования – принятие решения о необходимости организации стационарных инструментальных наблюдений за воздействием ОГП на объекты линейного сооружения.

Стационарные наблюдения проводятся на специальных участках, по каждому из которых должен быть разработан проект поста мониторинга. Стационарные наблюдения могут осуществляться в режиме посещения или с использованием автоматизированных средств регистрации.

Благодарности

Исследование было выполнено по программе 4п Президиума РАН «Оценка геоэкологической опасности и рисков России в связи с развитием в

России промышленности, включая энергетику, и освоением нефтегазового потенциала континентального шельфа Северных морей». Специальную благодарность авторы приносят сотрудникам Института физико-технических проблем освоения Севера СО РАН.

Литература

- Геокриологические опасности. Тематический том / под ред. Л.С. Гарагуля, Э.Д. Ершова. М.: Издательская фирма «КРУК», 2000. 316 с.
- Koff, G.L., Chesnokova, I.V., Bogomolova, T.V. & Zaigrin, I.V. 2009. Experience in engineering geological typification and mapping of geoenvironmental risk factors (by the example of “East Siberia-Pacific Ocean” oil pipeline route). *Geocology. Engineering geology, Hidrogeology, Geocryology*, №2: 172-179 [in Russian].
- Leshinsky, V.B., Mikheev, A.A., Sergueev, D.O., Sergeev, O.N., Startzev, Y.P. & Yavelov, A.V. 2006. Working-up and approbation of the method of environmental managing of gas-main pipelines construction. *Geocology. Engineering geology. Hidrogeology. Geocryology*, 2006, #3: 264-273 [in Russian].
- Perlshtein, G.Z., Pavlov, A.V., Levashov, A.V. & Sergueev, D.O. 2005. Non-temperature factors of the heat exchange between active layer and atmosphere. *Proceedings of the III Conference of geocryologists of Russia, Moscow, Russia, 1-3 June 2005, MSU: 86-91* [in Russian].
- Sergeev, D.O. & Khimenkov, A.V. 2006. Recommendations towards evaluation for harmful consequences caused by geocryological processes induced by changing climate. *Proceedings of the Arctic Regional Center, Volume IV, FEB RAS Marine Investigations in the Arctic, Vladivostok, Dalnauka: 69-75* [in Russian].
- Sergeev, D.O., Khimenkov, A.V., Stanilovskaya, Y.V. & Antonov-Druginin, V.P. 2010. Some Aspects of Permafrost Hazards Evaluation. *Extended Abstracts to the Proceedings of the 11th Congress of the IAEG. Geologically Active. 5-10 September 2010 Active, Auckland, Aotearoa, New Zealand: 193.*
- Sergeev, D.O., Perlshtein, G.Z., Khimenkov, A.V., Tipenko, G.S. & Pystina, N.B. 2009. Identification and quantitative assessment of permafrost hazards to land resources in the central Part of Yamal Peninsula. *Geological Engineering Problems in Major Construction Projects. Proceedings of the International Symposium and the 7th Asian Regional Conference of IAEG:526-527.*

Прогноз изменения температуры воздуха в якутии до середины XXI века

Ю.Б. Скачков, Л.Г. Нерадовский

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

Классическим методом гармонического анализа по 6 метеостанциям, расположенным в различных частях Якутии выполнен прогноз среднегодовой приземной температуры воздуха $T_{вз}$ до 2050 г. Для этого применялась программа А.П. Кулаичева “Stadia”. Методика прогноза предусматривала построение Фурье-моделей в исходном виде и с удалением гармоник межгодовых вариаций $T_{вз}$ с периодом 3-6 лет. В результате удалось обнаружить не только общие тенденции, но и общие частные особенности поведения Фурье-моделей для всей Якутии. В наибольшей степени они проявлены в длинных рядах $T_{вз}$ г. Якутска (180 лет) и г. Верхоянска (122 года). Благодаря этому есть основание говорить о том, что наблюдаемое в Якутии потепление климата будет протекать по умеренному сценарию. В ближайшие годы темп роста $T_{вз}$ ослабнет и войдет в длительную стадию стабилизации, который рассматривается как фрагмент векового фона, сопряженного с областью максимального фазового равновесия. По всей вероятности, к 2050 г. рост температуры превысит достигнутый в настоящее время климатический уровень не более чем на $0,7...1,0^{\circ}\text{C}$.

Ключевые Слова: Ряды среднегодовой температуры воздуха $T_{вз}$; Фурье-модели; прогноз

Введение

Угроза необратимости происходящих в современное время изменений глобального и регионального климата с их негативными последствиями, недостаточная изученность причин и пространственно-временных закономерностей происходящих изменений климата, а также связанная с этим неопределенность реакции криолитозоны делает тему прогнозных исследований актуальной. В текущий этап развития человеческого общества она остро востребована при долгосрочном стратегическом планировании сценариев развития экономики и промышленности северных территорий России и в частности, такого крупного её региона, как Республики Саха (Якутия).

Цель исследований

Проанализировать данные метеостанций расположенных в разных местах Якутии и на их основе составить числовой долговременный прогноз изменения среднегодовой приземной температуры воздуха до 2050 г. Для достижения поставленной цели применялись современные компьютерные технологии математического моделирования, использующие классический метод гармонического анализа.

Характеристика климата

Особенностью резко континентального климата, свойственного практически всей территории Якутии, является высокая межгодовая изменчивость среднегодовой температуры воздуха $T_{вз}$. За период 1966-2009 гг. вариации этой величины на всех метеостанциях составили в среднем $4...5^{\circ}\text{C}$. Минимум вариаций ($-3,4^{\circ}\text{C}$) отмечался в п. Батамай, а максимум ($-5,6^{\circ}\text{C}$) – в пгт. Тикси и пгт. Чульмане.

Глобальное потепление климата, начавшееся во 2-ой половине 60-х годов прошлого века на большей

части северного полушария затронуло и территорию Якутии. В период 1966-1988 гг. потепление в этом регионе проходило относительно плавно и характеризовалось практически зональным распределением приращения температуры воздуха.

В начале 90-х годов процесс потепления климата проявился более резко. Повышение температуры воздуха отмечается на всей территории Якутии, причем оно пространственно неоднородно: южнее 64° с.ш. приращение $T_{вз}$ составило $1,5...2^{\circ}\text{C}$ и более, а на северо-западе и северо-востоке Якутии – $0,5...1^{\circ}\text{C}$. Необходимо отметить, что подавляющий вклад в повышении среднегодовой температуры воздуха принадлежит зимам. Они стали теплее и, что особенно существенно – в Центральной и Южной Якутии. Летнее потепление пока не столь заметно (Скачков 2005).

Тренды температуры имеют на территории Якутии тенденцию к потеплению. Оно также неоднородно в пространстве. По-прежнему вклад зимних температур в среднегодовые значения остается существенным. Хотя и возросло число метеопунктов, где повышение среднелетних температур воздуха стало статистически значимым. Все эти пункты расположены южнее широты Верхоянска (69°).

На значительной части Якутии колебания температуры за исследуемый период наблюдений (1966-2009 гг.) происходили достаточно синхронно, но с разной амплитудой (рис. 1). На высокую степень согласованности межгодовых изменений среднегодовой температуры воздуха указывают и коэффициенты парной корреляции между шестью пунктами, находящимися на довольно удаленном друг от друга расстоянии.

Отмеченные региональные особенности поведения температурных рядов во времени и пространстве легли в основу численного прогноза температуры воздуха в Якутии.

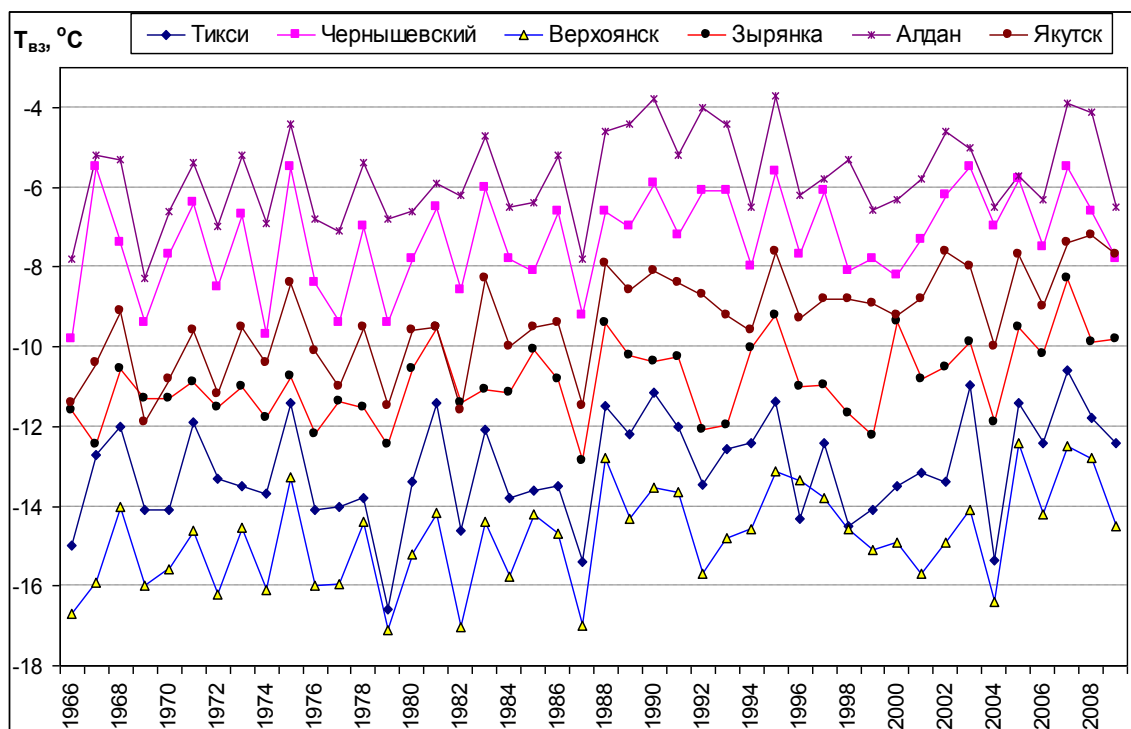


Рис. 1. Пространственно-временная изменчивость среднегодовой температуры воздуха в Якутии за период 1966–2009 гг.

Методика прогнозирования

Использованный фактический материал достаточен по объёму и содержанию для выявления тех закономерностей изменения среднегодовой температуры воздуха в Якутии, которые могут с той или иной степенью вероятности произойти в ближайшие десятки лет.

Задача долгосрочного прогнозирования температурных рядов $T_{вз}$, как и другие задачи подобного рода, не имеет точного решения в силу известной всем аксиомы – будущее не может быть известным человеческому обществу. Методы прогнозирования при всей своей математической изощрённости позволяют всего лишь увидеть некоторые черты или признаки будущего, содержащиеся в общих и устойчивых закономерностях настоящего времени.

Именно поэтому при прогнозировании основное внимание уделялось не точному соблюдению формальных процедур цифрового анализа, а поиску репрезентативного исходного фактического материала (температурных рядов $T_{вз}$), содержащего в себе искомые периодические закономерности в максимально возможной полноте признаков.

Из многообразия большого объёма имеющегося материала в ходе разведочного статистического анализа были выбраны шесть метеостанций на юге, севере, западе, востоке и в центральной части Якутии (таблица).

В качестве инструмента математического прогнозирования был выбран алгоритм способа построения Фурье-модели. Он разработан А.П. Кулаичевым и реализован в одном из обрабатывающих модулей программы “Stadia”

(Кулаичев 2006). Главное её достоинство среди других программ это адаптация обратного преобразования Фурье к особенностям структуры исходного ряда $T_{вз}$, включая его частотную фильтрацию, очистку шумов и пр. тонкостей цифровой обработки.

Таблица. Список метеостанций

Пункты наблюдений	Период наблюдений	Начало прогноза	Длина ряда $T_{вз}$
Алдан	1926–2009	1930	80
Якутск	1830–2009	1830	180
Чернышевский	1966–2009	1966	44
Зырянка	1965–2009	1965	45
Верхоянск	1888–2009	1888	122
Тикси	1933–2009	1936	74

Адаптация прогнозной модели осуществляется посредством последовательного приближения к временному ряду по критерию наименьших квадратов трёх параметров – амплитуды, фазы и частоты по каждой ненулевой спектральной составляющей модели.

Каждый из трёх параметров итерационным образом изменяется программой “Stadia” таким образом, чтобы достигнуть максимального приближения модели к временному ряду. Именно поэтому адаптация по частоте приводит к не повторению в прогнозе начала модели временного температурного ряда.

Методика прогнозирования предусматривала для каждой метеостанции перебор нескольких вариантов построения моделей Фурье в 2-х направлениях: в исходном виде без каких-либо преобразований и с

удалением короткопериодных составляющих (3-6 лет) межгодовых вариаций $T_{вз}$.

В своей совокупности короткопериодные вариации настолько сильны (на их долю приходится около 60% всей энергии спектра), что маскируют долговременные и более закономерные изменения температуры, препятствуя или точнее сказать, затрудняя их обнаружение. Это в свою очередь снижает качество и достоверность решения задачи долговременного прогноза. Именно поэтому хвосты (концы) спектров обрезались и тем самым, устранялись из исходных рядов $T_{вз}$ помехи - короткопериодные вариации.

Такие процедуры избирательной фильтрации в какой-то мере помогли выйти на правдоподобную оценку прогноза по коротким временным рядам (Чернышевский, Зырянка).

Касаясь вопроса достоверности прогнозной оценки, заметим, что предлагаемый и используемый некоторыми исследователями приём искусственного наращивания длины температурных рядов в начальной их части в принципе непригоден для решения такого рода задач. Он лишь заведомо увеличивает долю случайности и неопределённости в получаемых результатах.

Поэтому для прогноза ряды $T_{вз}$ использовались такими, какими они были получены за период инструментальных наблюдений. При этом наибольшее предпочтение отдавалось прогнозным оценкам, полученным по длинным рядам. Это г. Якутск и г. Верхоянск. Однако и эти ряды, к сожалению, оказались недостаточными по продолжительности, чтобы по ним можно было получить с необходимой точностью и разрешением спектральную оценку периода вековых (более 100 лет) составляющих изменчивости среднегодовой температуры.

Поэтому при построении долговременного прогноза приходилось ограничиться использованием составляющей с периодом 60 лет. Её наличие обнаруживается в длинных рядах $T_{вз}$ по пику энергии в начальной части спектров. Гармоника в 60 лет устойчиво проявляет себя не только в Якутии, но и в Арктике (Фролов и др. 2007).

В силу этого было принято решение использовать её в качестве опорной (реперной) составляющей для прогнозирования трендового изменения среднегодовой температуры воздуха в Якутии до 2050 г.

Фурье-модели вычислены с использованием процедуры сглаживания межгодовой изменчивости 10-ти летним окном осреднения с последовательным сдвигом окна по заданным рядам $T_{вз}$ через один год. Для этого применялась программа "Mezozawr". В отличие от других программ, например, "Statistica-6", она корректно выполняет операцию сглаживания сложнопостроенных многокомпонентных рядов.

Результаты прогноза

Большой объём графического материала результатов прогнозирования не позволяет представить их в полном виде. Поэтому в настоящей работе приводится описание результатов прогноза

лишь по графику наиболее длинного ряда $T_{вз}$ г. Якутска (рис. 2).

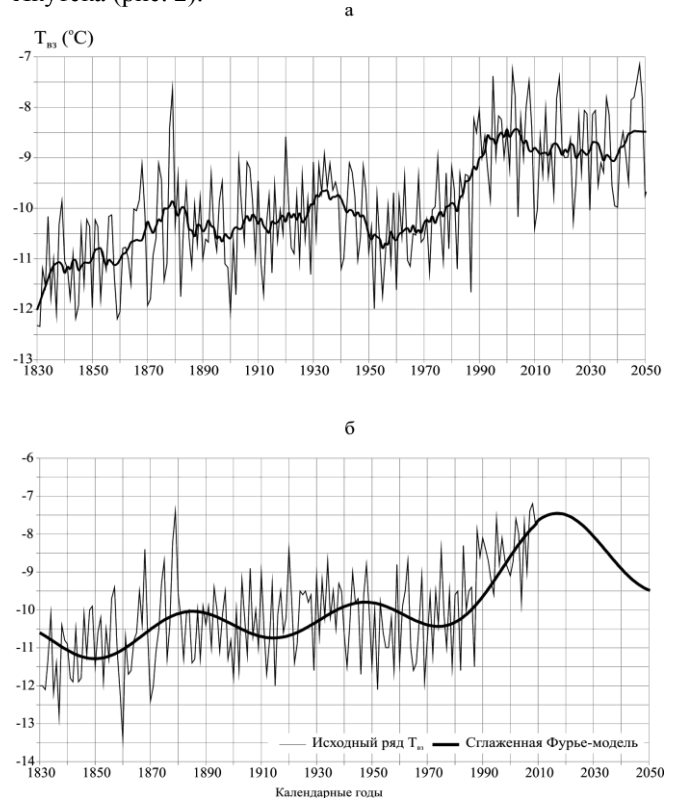


Рис. 2. График исходного температурного ряда $T_{вз}$ и его Фурье-модели с прогнозом до 2050 г.: а – сглаженная модель в 10-ти летнем окне осреднения; б – с фильтрацией периодических составляющих длительностью более 60 лет

Сохранение в спектре короткопериодной составляющей и очистка шумов на уровне 35% энергии обеспечивает хорошую сходимость по морфологическому показателю общей формы и деталей ряда $T_{вз}$ и его модели Фурье (средняя разница между ними $0,24^{\circ}\text{C}$).

Прогнозная часть модели ряда $T_{вз}$ сохраняет в себе черты исходного процесса – сильные осцилляции межгодовой изменчивости температуры воздуха. На этом фоне трудно обнаружить и принять решение о существовании тенденции к повышению-понижению температуры. Можно лишь констатировать о стабилизации температурного режима в интервале минус $8,5-9,0^{\circ}\text{C}$. Ситуация проясняется после сглаживания модели скользящим окном длительностью 10 лет (рис.2, а). Становится понятным, что в 10-ти летнем цикле процесс похолодания воздуха, начавшийся в 2002 г., носит медленный характер, и будет продолжаться до 2040 г. Далее ожидается период потепления с возвратом температуры воздуха на уровень минус $8,5^{\circ}\text{C}$.

Более упрощённая картина прогноза наблюдается при построении модели ряда $T_{ср}$ с пропуском гармоник спектра длительностью более 60 лет (рис. 2, б). В этом варианте прогноза потепление в г. Якутске будет продолжаться с выходом на максимальный уровень (минус $7,5^{\circ}\text{C}$) в 2015 г. После этого, начиная с 2020 г., начнётся монотонное понижение температуры воздуха. На конец прогнозного периода оно достигнет уровня минус $9,5^{\circ}\text{C}$. Разница в

сравнении с достигнутым климатическим уровнем велика и составляет два градуса.

Прогноз по г. Якутску согласуется с результатами исследований гидрометеорологических и ледовых условий в Арктике (Фролов и др. 2007). Используя естественный 60-летний цикл изменения температуры воздуха в качестве основы для долговременного прогноза, исследователи пришли к выводу: "С большой степенью вероятности тёплый период завершится около 2015-2020 гг. Дальнейшее понижение температуры, согласно прогнозу, продлится примерно до середины 30-х годов XXI века, после чего вновь следует ожидать переход к очередному потеплению, которое, как и предыдущее, будет ограничено во времени".

Поясним, что прогнозная оценка в Арктике получена только по одной гармонике длительностью 60 лет с амплитудой $0,6^{\circ}\text{C}$ без учёта линейного тренда температуры воздуха.

Примечательно, что полученные для разных климатических условий прогнозные оценки температурного размаха в максимальных фазах потепления-похолодания практически совпадают. Для г. Якутска она равна, как уже отмечалось выше, два градуса, а в Арктике – $1,8^{\circ}\text{C}$ (рис. 3). Разница в $0,2^{\circ}\text{C}$.

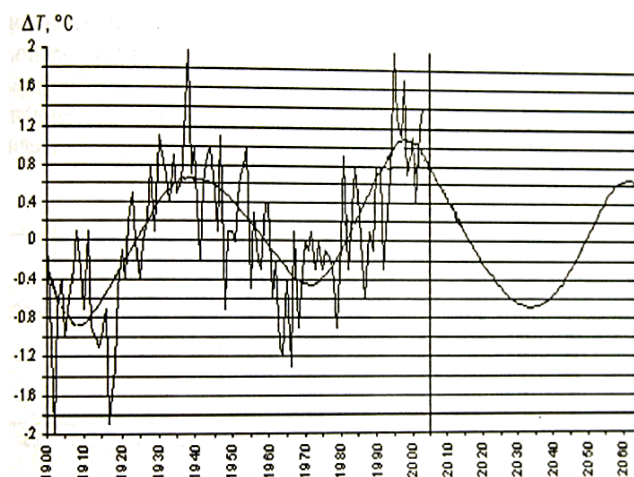


Рис. 3. Изменения аномалии среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70-85° с.ш. в XX – начале XXI века и её фоновый прогноз (Фролов и др. 2007)

Для обоснования объективности и в какой-то степени достоверности прогноза, полученного для условий Центрально-Якутской низменности, на которой расположен г. Якутск, сошлёмся еще на один результаты недавно проведенных ИМЗ СО РАН им. П.И. Мельникова исследований (Балобаев и др. 2009). Они выполнены по классической схеме гармонического анализа с расчётом температуры воздуха на весьма длительный период времени – до конца следующего века.

Судя по прогнозу, начало устойчивого похолодания в г. Якутске начнётся в 2018 г. и продолжится до 2048 г. Далее, вновь начнётся потепление с устойчивыми и меньшими температурами, чем за предыдущий климатический период на уровне минус $9-10^{\circ}\text{C}$.

Выводы

Сопоставление частных особенностей и общих тенденций поведения графиков Фурье-моделирования температурных рядов разной длительности и спектрального состава даёт основание для выводов:

1. По совокупности амплитудно-фазовых атрибутов ожидается, что наблюдаемое на территории Якутии потепление климата, будет протекать по умеренному сценарию, как и в Западной Сибири.

2. В ближайшие несколько лет линейный темп нарастания среднегодовой температуры воздуха ослабнет и войдёт в длительную стадию затухания или стабилизации. По всей вероятности, к концу прогнозного периода она будет превышать достигнутый климатический уровень не более чем на $0,7...1,0^{\circ}\text{C}$.

3. Асимптотический (стабилизационный) участок, найденный по совокупности прогнозных графиков температур по 6 метеостанциям, рассматривается, как фрагмент векового фона, сопряжённый с областью максимального фазового равновесия.

Здесь ожидаются локальные по времени, месту и амплитуде ($0,5...0,7^{\circ}\text{C}$) периоды похолодания длительностью 5-30 лет.

Заключение

Говорить о кардинальном изменении климатической обстановки в ближайшие годы в сторону резкого похолодания на длительный период времени преждевременно. Для этого сценария фактический материал не даёт убедительных аргументаций.

Вероятнее всего, перелом в сторону длительного и сурового похолодания климата начнется в Якутии, где-то с середины 50-60-х годов текущего века и достигнет температурного минимума в начале следующего века.

Литература

- Балобаев В. Т., Скачков Ю. Б., Шендер Н. И. 2009. Прогноз изменения климата и мощности мёрзлых пород Центральной Якутии до 2200 г. География и природные ресурсы, №2, с. 50-55. (на русском языке)
- Кулаичев А. П. Методы и средства комплексного анализа данных. 4-е изд., перераб. и доп. – М.: ФОРУМ: ИНФРА-М, 2006. – 512 с. (на русском языке)
- Скачков Ю. Б. Тенденции современных изменений температуры воздуха в республике Саха (Якутия) Исследования ландшафтов криогенных областей. Вопросы географии Якутии.- Вып.9. Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2005. - С. 27-31. (на русском языке)
- Фролов Е. И. и др. Научные исследования в Арктике. Том 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. – СПб: Наука, 2007. – 158 с. (на русском языке)

Влияние техногенеза на тепловое состояние грунтов криолитозоны Центральной Якутии

П.Н. Скрябин, С.П. Варламов

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

Дана оценка пространственно-временной изменчивости теплового состояния грунтов по результатам исследований, организованных на лево- и правобережье р. Лены на широте г. Якутска. Показано тепловое воздействие нарушений природных условий различного типа и масштаба (вырубка леса, лесные пожары, удаление напочвенного покрова и т.д.) на верхние горизонты криолитозоны. Исследования проведены с целью оценки влияния техногенных факторов на динамику термического состояния грунтов. Работы выполняются с помощью метода природных аналогий на основе организации длительных натурных исследований. Наблюдательная сеть геотемпературного мониторинга охватывает естественные и техногенные ландшафты. Объектами исследований являются грунты слоя годовых теплооборотов. Полевые работы включают повторное обследование нарушенных ландшафтов, проведение наблюдений в холодный и теплый сезоны года за высотой и плотностью снега, свойствами, протаиванием и температурой грунтов. Исследована динамика индикаторов изменений теплового состояния грунтов: мощности активного слоя и температуры в слое годовых теплооборотов. Выявлено значительное повышение среднегодовой температуры и увеличение глубины сезонного протаивания грунтов при вырубке леса и удалении напочвенного покрова, вырубке леса на горях в межлесном типе местности, развитие криогенных процессов. Количественно оценена динамика среднегодовой температуры грунтов на разнорежимных вырубках и на горях в зависимости от стадий сукцессионного развития растительности.

Ключевые Слова: Глубина протаивания; грунты; мониторинг; температура; техногенез.

Введение

В современных геокриологических исследованиях особое место занимает оценка теплового состояния верхних горизонтов криолитозоны при потеплении климата и техногенных воздействиях.

Наиболее успешные исследования по этой проблеме продолжаются в северных регионах России, Канады, Аляски и Европы (Varlamov et al 1990, Osterkamp et al 1994, Pavlov 1994, Burgess & Lawrence 1997, Harris et al. 2000, Romanovsky et al. 2003, 2010, Christiansen et al. 2010, Lin Zhao et al. 2010, Smith et al. 2010). Температурный режим грунтов является одним из основных факторов, определяющих устойчивость инженерных объектов. В Центральной Якутии расширяется строительство трубопроводов, железных и автомобильных дорог, линий электропередач, что неизбежно сопровождается значительными нарушениями природных условий. Большие изменения отмечаются также на территориях вблизи сельских населенных пунктов и городов, постоянно подвергающихся антропогенным воздействиям. Техногенные воздействия различного типа и масштаба (вырубка леса, пожары, удаление напочвенных покровов и т.д.) приводят к изменению геокриологических условий, в том числе температурного режима грунтов, развитию негативных криогенных процессов, формированию техногенных ландшафтов и ухудшению экологической обстановки в целом.

Институт мерзлотоведения СО РАН в течение многих лет проводит исследования температурного режима слоя годовых теплооборотов в нарушенных условиях (Шимановский, 1942; Мельников, 1950;

Павлов, 1975 и др.). Анализ результатов сезонных, стационарных и мониторинговых геотемпературных наблюдений различных организаций показал необходимость расширения исследований по оценке влияния техногенеза на пространственно-временное изменения теплового состояния грунтов.

Мониторинг термического режима грунтов, выполняемый авторами с 1987 г. в Центральной Якутии, позволяет выявить его пространственно-временную изменчивость под влиянием техногенеза. Результаты первых этапов исследований опубликованы ранее (Скрябин и др., 1992; Варламов, 2006; Скрябин, 2007 и др.). В настоящем докладе обобщены результаты многолетних исследований, организованных на северном участке железной дороги Томмот-Якутск, в полосе проложения газопровода ТаасТумус- Якутск и водовода Якутск-Мундулах.

Объекты и методика исследований

Исследования проводятся на право- и левобережье р. Лены на широте Якутска (рис. 1). Район работ характеризуется повсеместным распространением многолетнемерзлых пород, наличием над- и межмерзлотных водоносных таликов, развитием повторно-жильных льдов.

При техногенных воздействиях на ландшафты, которые сопровождаются различными стадиями самовосстановления растительного покрова, обычно используется метод геотемпературного мониторинга на основе организации длительных натурных наблюдений. Экспериментальные исследования проводятся на урочищах в пяти типах местности:

низкотеррасового, песчано-грядового, межгрядово-низинного, межаласного и плакорного, которые отличаются между собой по литолого-генетическому признаку. Влияние техногенеза на тепловое состояние грунтов оценивается по данным наблюдательной сети, охватывающей около 70 пунктов на нарушенных ландшафтах, в том числе с удаленным напочвенным покровом – 8, на вырубках – 27, на гарях – 15, на гарях с вырубкой – 21. Работы предусматривают ландшафтное обследование техногенных территорий, организацию и проведение мониторинговых наблюдений за термическим состоянием грунтов в естественных и нарушенных условиях.

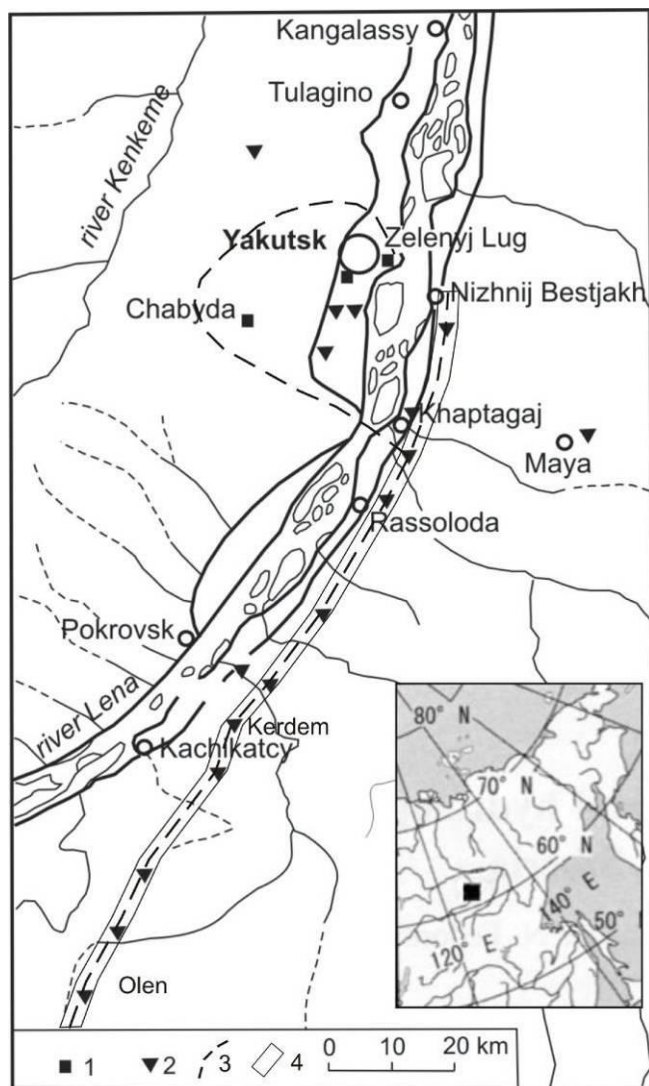


Рис. 1. Картосхема района исследований: 1 – стационары, 2 – мониторинговые полигоны, 3 – трасса железной дороги, 4 – площади ландшафтного картографирования.

Обсуждение результатов

Мониторинговые наблюдения позволили количественно оценить многолетнюю динамику теплового состояния грунтов мерзлотных ландшафтов в естественных условиях (рис. 2). Заметные межгодовые изменения среднегодовой температуры грунтов отмечаются в межгрядово-низинном и мелкодолинном типах местности. Формирование теплового состояния грунтов обуславливается в

основном влиянием зимних факторов: динамикой снегоотложений и суммой отрицательных температур воздуха холодного периода. Например, наиболее низкие температуры грунтов наблюдались в мелкодолинном типе местности в сезоне 1986/87 гг. с аномально поздним установлением снежного покрова и в сезонах 1994/95, 2002/03 и 2003/04 гг. с аномально малыми снежными отложениями. Максимальное повышение температуры грунтов отмечено в сезоны 1999/00 гг. и 2007/08 гг., которые отличались теплыми и многоснежными зимами. За 24-летний цикл наблюдений (1987-2010 гг.) тренды среднегодовых температур грунтов на подошве слоя годовых теплооборотов в различных типах местности изменяются от слабоотрицательных ($-0,003 \dots -0,009^\circ\text{C}/\text{год}$) до положительных ($0,005 \dots 0,073^\circ\text{C}/\text{год}$).

На фоне современного повышения среднегодовой температуры воздуха естественное тепловое состояние верхних горизонтов криолитозоны оценивается как достаточно устойчивое, что обусловлено особенностями динамики снегонакопления.

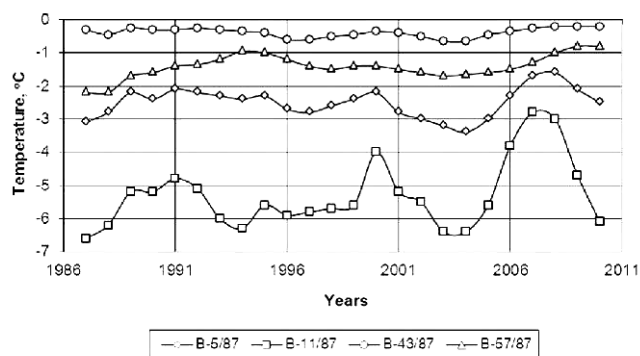


Рис. 2. Многолетняя изменчивость среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м, в различных типах местности: межгрядово-низинный (B-5/87), мелкодолинный (B-11/87), низкотеррасовый (B-43/87) и межаласный (B-57/87).

На основе экспериментальных данных проанализированы изменения основных параметров теплового состояния грунтов при техногенезе.

Удаление напочвенного покрова

В песчано-грядовом типе местности на северном участке трассы железной дороги Томмот-Якутск в 1990 г. был удален мохово-торфяной слой мощностью 0,15-0,25 м. По сравнению с естественными условиями среднегодовая температура грунтов при удалении напочвенного покрова на глубине 6 м повысилась на третий год – на 4°C . Интенсивное зарастание нарушенного участка ерничково-березовым молодняком сократило разницу среднегодовой температуры до $1,8^\circ\text{C}$. Спустя 18 лет мощность сезонноталого слоя на нарушенном участке составила 2,3 м, т.е. по сравнению с естественными условиями увеличилась в 2,4 раза.

В межаласном типе местности в 1992 г. по трассе прокладки водовода Якутск-Мундулах был вырублен лиственный лес с последующим нарушением напочвенного покрова автотранспортом. Через 18 лет

на просеке по сравнению с естественными условиями температура грунтов на глубине 10 м повысилась на 2°C, а глубина сезонного протаивания увеличилась на 1,4 м. Такие изменения теплового состояния грунтов обусловили просадку поверхности до 0,6 м и развитие формирования полигональной формы рельефа. На межаласье в лиственничном лесу при уничтожении брусничново-мохового покрова отмечается повышение температуры грунтов в слое годовых теплооборотов от 0,2 до 1,0°C. Увеличение мощности сезонного слоя не превышает 0,5 м, но сопровождается развитием просадок.

На склоне межаласья в 1989 г. был вырублен лиственничный лес, удалены напочвенный покров и верхний слой грунтов. После выпадения обильных осадков в июне вдоль дороги началось развитие термоэрозии и, как следствие, формирование оврага. Через 5 лет размеры оврага оказались следующими: длина – 340 м, ширина – 10-16 м, глубина до 6 метров. На участке конуса выноса грунтов толщиной 0,5 м за 2 года погиб весь лес, спустя 4 года температура грунтов на глубине 10 м повысилась на 1,5°C.

В марте 1989 г. в аласном типе местности был удален снежный и осоково-кочкарниковый покров с ерником. Через год на нарушенном участке по сравнению с естественным мощность сезонного слоя увеличилась на 0,4 м, а температура грунтов на глубине 10 м повысилась на 0,4°C. Спустя 7 лет здесь по сравнению с ненарушенным участком увеличение глубины сезонного протаивания составило 0,5 м, а повышение температуры грунтов 0,7°C.

Рубка леса

Разнорежимные рубки лесов (выборочная, постепенная, сплошная) приводят к изменению мерзлотных условий. В песчано-грядовом типе местности влияние вырубков на температурный режим грунтов изучено на 7 участках. При сплошной вырубке соснового леса по сравнению с естественными условиями отмечается резкое увеличение глубины сезонного протаивания на 0,8 м и повышение температуры грунтов на 0,4°C. Понижение температуры грунтов на 0,9°C, сокращение мощности активного слоя на 0,3 м отмечается на старой вырубке, где идет восстановление лиственнично-соснового леса. Выборочные рубки на 4 участках в редкостойных сосновых лесах, проведенные в зимнее время без нарушения напочвенных покровов существенно не нарушили тепловое состояние грунтов.

Выборочная рубка лиственничного леса в межаласном типе местности привело к незначительному повышению температуры грунтов (0,2...0,4°C). Это объясняется проведением рубки в период с устойчивым снежным покровом, т.е. с сохранением теплоизолирующего влияния бруснично-мохового покрова и интенсивным восстановлением растительности.

В межгрядово-низинном типе местности на песчаной гряде выборочная рубка леса и нарушение напочвенного покрова привели к повышению температуры грунтов на глубине 10 м за три годичных цикла на 0,3-0,7°C. Еще более заметное повышение температуры грунтов на 1,5...2,0°C

отмечается через 5-7 лет после уничтожения пожаром теплоизолирующего мохово-багульникового покрова и частичного вывала горелого древостоя.

В плакорном типе местности исследования за изменением термического режима грунтов были организованы на двух старых вырубках. По сравнению с ненарушенными условиями грунты на вырубках с возобновлением напочвенного покрова и лиственнично-березового подроста характеризуется увеличением активного слоя на 0,5-0,6 м и повышением температуры грунтов на 0,4-0,7°C.

Исследования позволяют выявить динамику среднегодовой температуры грунтов при разнорежимных рубках лесов. На старой сплошной вырубке редкостойного соснового леса на стадии развития молодняка (10-30 лет) тепловое состояние грунтов было близко к исходному. При выборочной рубке лиственнично-соснового леса на березово-кустарниковой стадии развития растительности (10-20 лет) температура грунтов понижается на 0,3-0,6°C. Постепенная рубка лиственничного леса на травяной (3-8 лет) и березово-кустарниковой стадиях (10-20 лет) развития приводит к повышению температуры грунтов на 0,5-1,2°C. На старой сплошной вырубке на стадии восстановления березово-лиственничного молодняка (чаща) возрастом 10-30 лет температура грунтов понижается в среднем на 1°C. На этом участке годичные циклы 2005-2008 г.г. с теплыми зимами и мощными снегоотложениями способствовали повышению температуры грунтов на 2,1°C. Малоснежные зимы 2009-2010 г.г. привели к понижению температуры грунтов (рис. 3).

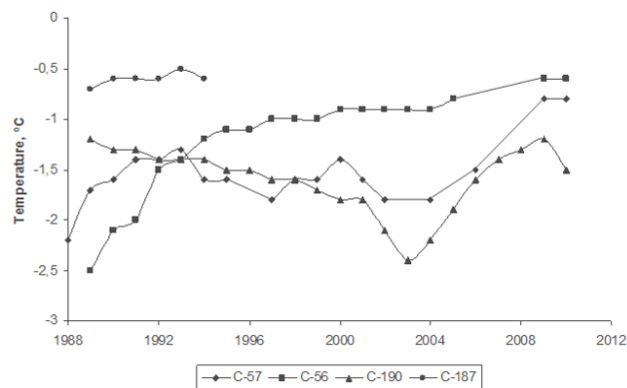


Рис. 3. Динамика среднегодовой температуры грунтов в лиственничнике (C-57), при выборочной (C-187), постепенной (C-56) и сплошной (C-190) рубках леса в межаласном типе местности.

Лесные пожары

Влияние пирогенеза на температурный режим грунтов изучено наиболее обширно в песчано-грядовом типе местности на 10 участках. Пожар в июне 1987 г. уничтожил маломощный травяно-толокнянковый напочвенный покров и в последующем стал причиной вывала молодого соснового древостоя. В течение первых 2 лет после пожара отмечается резкое повышение температуры (примерно на 1,5°C). Начиная с 4-го года, на гаревом участке при постепенном самовосстановлении березово-кустарниковой растительности наблюдается

стабилизация температуры грунтов и ее значение не выходило за пределы $-0,3 \dots -0,4^\circ\text{C}$.

Гари и вырубки леса являются распространенным видом техногенеза. Для количественной оценки влияния такого нарушения на термический режим грунтов в низкотеррасовом типе местности были организованы наблюдения в лиственничнике и на участке, где после пожара 1986 г. проведена сплошная вырубка горелого лиственничного леса. Пирогенное воздействие и вырубка леса привели через год к повышению температуры грунтов на $0,5^\circ\text{C}$ и увеличению мощности активного слоя на 0,15 м, а через 3 года – соответственно на $0,8^\circ\text{C}$ и 0,43 м. Через 20 лет после пожара в связи с самовосстановлением березово-лиственничной чащи понижение температуры грунтов составило $0,5^\circ\text{C}$.

Временная изменчивость термического состояния грунтов под воздействием пожара в 1986 г. и вырубки леса изучается в межаласном типе местности. Выборочная рубка леса с нарушением напочвенного покрова после пожара, первые 5 лет способствовали повышению температуры грунтов на $0,3\text{--}0,5^\circ\text{C}$. В дальнейшем естественное возобновление травяно-мохового покрова и березово-лиственничной чащи на 2-3 стадиях сукцессионного развития сократило поступление солнечной радиации на поверхность грунта, привело к постепенному понижению температуры грунтов на $0,5\text{--}0,8^\circ\text{C}$ (рис. 4).

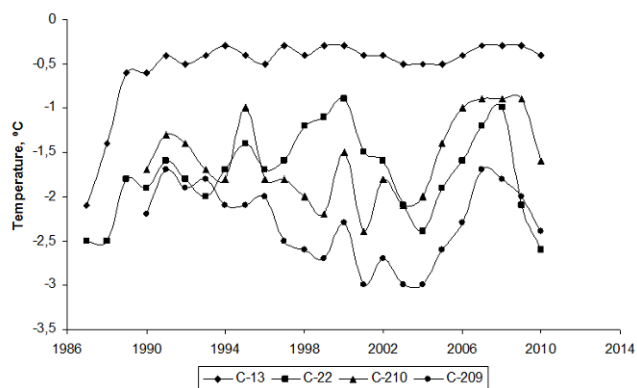


Рис. 4. Динамика среднегодовой температуры грунтов в сосняке (C-22), на гари с вырубкой (C-13), в песчано-грядовом и в лиственничнике (C-210), на гари с вырубкой (C-209) в межаласном типах местности

Влияние пожара и вырубки леса на тепловое состояние грунтов изучается по трассе газопровода ТаасТумус-Якутск в межаласном типе местности. В 2002 г. пожар в березово-лиственничном лесу привел к вывалу большей части древостоя. В зимний период для использования горелого леса на хозяйственные цели была проведена его сплошная вырубка. Уменьшение теплоизолирующего влияния уплотненного снежного покрова при зимней вырубке и вывозке лесоматериала привело к понижению через год среднегодовой температуры на глубине 15 м на $0,3^\circ\text{C}$. Глубина сезонного протаивания суглинистых грунтов с повышенной влажностью на гари увеличилась на 0,5 м по сравнению с контрольным участком. В конце многоснежной зимы 2008 г. на гари установлено формирование сезонномерзлого слоя

мощностью 2,2 м. Под этим слоем до верхней границы мерзлой толщи, залегающей на глубине 3,2 м, образовался талик. Однако в малоснежный 2009 г. отмечено полное промерзание талика. За 8 лет после техногенного воздействия глубина протаивания грунтов на гари по сравнению с естественными условиями увеличилась в 1,8 раза, температура грунтов на глубине 15 м повысилась на $1,8^\circ\text{C}$.

Влияние лесных пожаров на тепловое состояние грунтов в плакорном типе местности изучены на двух старых гарях. На этих участках при самовосстановлении лиственничного и березового лесов отмечается увеличение мощности активного слоя на 0,3-0,4 м, повышение температуры грунтов в пределах $0,4 \dots 0,7^\circ\text{C}$.

Выводы

1. При удалении напочвенного покрова в песчано-грядовом, аласном, межаласном типах местности повышается среднегодовая температура, увеличивается глубина сезонного протаивания грунтов и начинается развитие опасных криогенных процессов.
2. На вырубках наибольшее повышение температуры грунтов и увеличение глубины сезонного протаивания отмечаются в межгрядово-низинном и межаласном типах местности, наименьшее – в песчано-грядовом.
3. На гарях растепление грунтов, увеличение мощности сезонноталого слоя особенно опасны в межаласном типе местности с близким от поверхности залеганием сильнольдистых отложений, где отмечается развитие негативных криогенных процессов.

Литература

- Burgess, M. M. & Lawrence, D. E. 1997. Thaw settlement in permafrost soils: 12 years of observations on the Norman Wells pipeline right of-way. In *Proceedings of the Canadian Geotechnical Society Conference*, Ottawa: 77-84.
- Christiansen Hanne H., Etzelmüller B., Isaksen K., Juliusen H., Farbrøt H., Humlum O., Johansson M., Ingeman-Nielsen T., Kristensen L., Hjort J., Holmlund P., Sannel A.B.K., Sigsgaard C., Akerman H.J., Foged N., Blikra L.H., Pernosky M.A. & Odegard R.S. 2010. The thermal state of permafrost in the Nordic area during the international polar year 2007-2009, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21: 156-181.
- Harris C., VonderMöhl D. & Isaksen K. 2000. The European pace project transect of instrumented permafrost boreholes: preliminary results of permafrost monitoring. *Abstracts Rhythms of natural processes in the earth's cryosphere*, Pushcino: 256.
- Melnikov, P.I. 1950. Permafrost in the Yakutsk area. In: *Permafrost Investigations in YaSSR*, vol. 2. Moscow-Leningrad: USSR Acad. Sci. Press, 52-70. (in Russian).
- Osterkamp T. E., Zhang T. & Romanovsky V. E. 1994. Evidence for a cyclic variation of permafrost

- temperatures in Northern Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 5: 137-144.
- Pavlov, A.V. 1975. *Heat Exchange between Soil and Atmosphere in Northern and Temperate Latitudes of the USSR*. Yakutsk: Yakut Publishing House, 302 pp. (in Russian).
- Pavlov A. V., 1994. Current Changes of Climate and Permafrost in the Arctic and Sub-Arctic of Russia, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 5: 101-110.
- Romanovsky V. E., Drozdov D. S., Oberman N. G., Malkova G. V., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Moskalenko N.G., Surgueev D. O., Ukraintseva N. G., Abramov A. A., Gilichinsky D. A. & Vasiliev A.A. 2010. Thermal State of Permafrost in Russia, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21: 136-155.
- Romanovsky V. E., Surgueev D. O. & Osterkamp T. E. 2003. Temporal variations in the active layer and near-surface permafrost temperatures at the long-term observatories in Northern Alaska. In *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich: 989-994.
- Shimanovskii, S.V. 1942. Effect of pavements on the ground thermal regime. In: *Permafrost Investigations in the Yakut Republic*, vol. 1. Yakutsk, 44-55. (in Russian).
- Skryabin, P.N. 2007. The effect of road embankments on ground thermal regime in Central Yakutia. *Permafrost Engineering, Proceedings of the Seventh International Symposium*, 21-23 November 2007, Chita, Russia: 61-64. Yakutsk: Permafrost Institute SB RAS Press (in Russian).
- Skryabin, P.N., Varlamov, S.P. & Skachkov, Yu.B. 1992. Evaluation of changes in the ground thermal regime caused by environmental disturbance. In: *Natural Resource Management in Permafrost Regions*. Moscow: Nauka, 165-173. (in Russian).
- Smith S. L., Romanovsky V. E., Lewkowicz A. G., Burn C. R., Allard V., Clow G. D., Yoshikawa K. & Throop J. 2010. Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the international polar year, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21: 117-135.
- Varlamov, S.P. 2006. Ground ice contents in the northern section of the Tommot-Kerem railway project (Olen station to Kerem station). In: *Earth Cryosphere Assessment: Theory, Applications and Prognosis of Alterations, Proceedings of International Conference, 29-31 May 2006, Tyumen, Russia*, vol. 2: 212-214. (in Russian).
- Varlamov, S. P., Skachkov, Yu. B. & Skryabin, P. N. 1990. Interannual variability of ground thermal parameters at Chabyda station. Central Yakutia. In: *Permafrost Changes and Economic Development*. Yakutsk: Permafrost Institute Press, 68-75.
- Zhao Lin, Wu Qingbai, Marchenko S.S. & Sharkhuu N. 2010. Thermal state of permafrost and active layer in Central Asia during the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21: 198-207.



Строение и состав сложных залежей льда в верхнелепистоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал)

Е.А. Слагода, О.Л. Опокина, А.Н. Курчатова

Институт криосферы Земли СО РАН (ИФЗ, СО РАН), Тюмень, Россия

Тюменский государственный нефтегазовый университет (ТГНГУ), Тюмень, Россия

В.В. Рогов

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия

Реферат

В 2008-2010 гг изучены подземные льды в районе м. Марре-Сале. Выполнен анализ литологии, деформаций отложений, морфологии, химического и изотопного состава, кристаллического строения полигонально-жильных льдов и сложных пластовых залежей.

Ключевые Слова: верхний лепистоцен; голоцен; пластовые льды, полигонально-жильные льды; повторно-инъекционное льдообразование; изотопный состав.

Введение

Многолетнемерзлая толща м. Марре-Сале Западного Ямала имеет длительную историю изучения. Разные исследователи одни и те же отложения относят к морским, гляциальным или озерно-аллювиальным [Кузин, Астафьев, 1975; Трофимов и др., 1987; Геокриология СССР, 1989; Forman et al., 2002]. Залежи льда относили к погребенным шельфовым ледникам или глетчерам [Каплянская, Тарноградский, 1982; Гатауллин, 1990; Астахов, 2006]; внутригрунтовыми инъекционными, полигонально-жильными льдам [Кузин, Астафьев, 1975; Мельников, Спесивцев, 2000; Дубиков, 2002]. Л.Н. Крицук [2010] связывала инъекционные сложно-построенные пластовые и жильные льды с криогидротектоникой. М.З. Каневский и др. [2005, 2006] выделяли: эпигенетические и сингенетические полигонально-жильные льды; верхнюю и нижнюю залежи пластового льда; таберальный комплекс.

Дискуссия о генезисе подземных льдов свидетельствует о том, что существующих критериев для их типизации недостаточно. В 2008-2010 гг. выполнены исследования опорного разреза м. Марре-Сале для выявления комплекса признаков генезиса пластовых льдов сложной формы.

Геокриологическое строение разреза м. Марре-Сале

В строении мерзлой толщи м. Марре-Сале выделены салехардская и казанцевская свиты, зырянские, каргинские, сартанские и голоценовые отложения: глины, суглинки, супеси и пески, для которых характерны изменчивость залегания, разрывные и складчатые деформации. Подземные льды вскрываются в береговых обнажениях II и III морских равнин на протяжении 4 км южнее устья р. Марре-яха (рис. 1).

Нижняя часть разреза сложена казанцевскими (mIII¹) морскими серыми глинами, суглинками с тонкими прослоями светлых песков. Глины характеризуются горизонтальной и полого-наклонной слоистостью, местами с мелкой гофрированной

складчатостью и крупными складками.

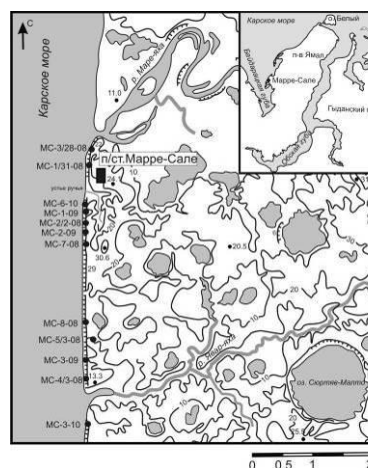


Рис. 1. Расположение расчисток на опорном геокриологическом разрезе м. Марре-Сале

Они имеют массивную, крупную слоисто-сетчатую и линзовидную криогенную текстуру, влажность 67-86%. Кровля неровная, размыта и поднята вдоль контактов с ледяными телами. На севере разреза кровля глин залегает на глубине 4-6 м; южнее – на глубине до 20 м от поверхности и местами погружается под урез моря. Видимая мощность глин до 20 м (рис. 2).

Над глинами залегают пестрые пылеватые пески с охристыми и черно-сизыми пятнами железа по растительным остаткам, сопоставленные с каргинскими отложениями (all, m III²⁻³?) [Forman, et al., 2002]. Криогенная текстура песков меняется от массивной, линзовидно-слоистой до плитчатой, влажность 24-95%. На севере мыса пески мощностью 4-6 м. На юге этот слой разобран ледяными телами: пески смяты, подняты вдоль контактов со льдом.

Выше в разрезе залегают коричневые супеси с линзами песков, желтоватые мелкозернистые пески с тонкой слоистостью. Слои (1-3 см) обогащены остатками мхов, корешками растений in situ, гнездами продолжает формироваться в настоящее время.

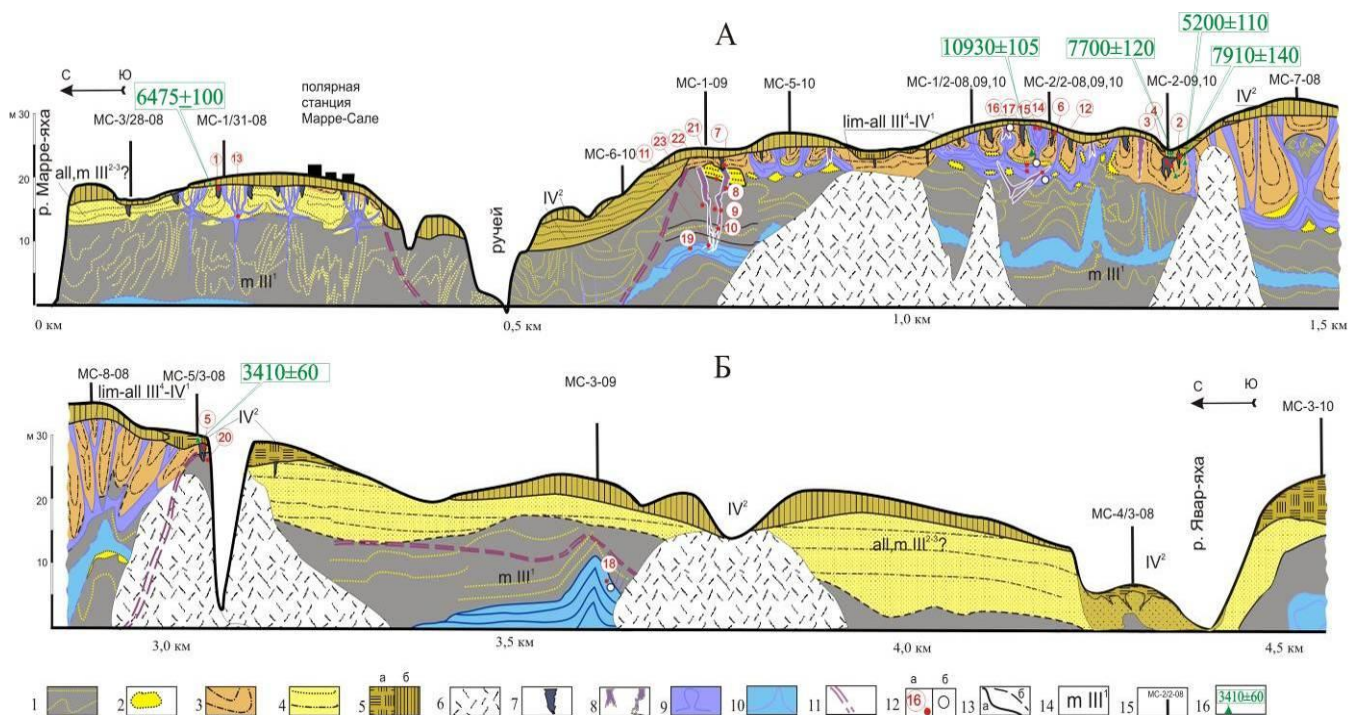


Рис. 2. Геокриологический разрез верхнеплейстоцен-голоценовых отложений м. Марре-Сале
Условные обозначения: 1) глины с прослоями песков и деформациями слоистости, казанцевские; 2) пестрые пески, каргинские; 3) слоистые супеси с растительными остатками, сартанско-голоценовые; 4) пески слоистые, предположительно сартанско-голоценовые; 5) покровный горизонт: пески (а), торф (б), верхнеголоценовые; 6) осыпи; 7-12 – подземные льды: 7) полигонально-жильные льды; 8) клиновидные льды; 9) верхняя залежь; 10) нижняя залежь; 11) границы промерзших таликов; 12) пробы льда для анализа химического, изотопного состава (а), для структурного анализа (б); 13) границы достоверные (а), предполагаемые (б); 14) индексы отложений; 15) номер расчистки; 16) радиоуглеродные датировки.

торфа (до 10 см). Криогенная текстура в супесях нечеткая поясковая (влажность 11-44%); в песках – массивная и тонко-линзовидная (влажность 33%), льдистость возрастает вблизи залежей льда. Кровля супесей размыта, их мощность от 0-3 м на севере до 5-10 м на юге. Возраст автохтонных растительных остатков на глубине: 5 м – 10930 ± 105 лет (СОАН-7597); 1,5 м – 7910 ± 140 лет (СОАН-7941); 1 м – 5200 ± 110 лет (СОАН-7942). Супеси накапливались без перерыва от 15 до 5 тыс. лет назад (lim-all III⁴-IV¹) в пределах озерно-аллювиальной равнины [Forman, et al., 2002].

Вверху разреза прерывистый покровный горизонт (мощностью до 1,5 м) залегает с размывом. Он включает: коричневые супеси, пески с корнями растений; ожеженые пески с криотурбациями и линзами торфа; в понижениях рельефа – торф мощностью более 1 м. С глубины 0,8-1,3 м пески мерзлые, криогенная текстура массивная, влажность – 22%. На севере обнажения намытый торф с глубины 1,3 м имеет возраст 6475 ± 100 лет (СОАН-7596); на юге – автохтонные мхи с глубины 0,6 м – 3410 ± 60 лет (СОАН-7596), а аллохтонные – 7700 ± 120 лет (СОАН-7940). Покровный горизонт (IV²) включает переотложенные растительные остатки из подстилающих пород, что указывает на размыв сартанско-голоценовых супесей и денудацию рельефа в районе Марре-Сале.

Морфология ледяных тел

На севере м. Марре-Сале (МС-31-08) в 2008-2010 гг на протяжении 150 м насчитывалось от 14 до 22 термоцирков шириной 12-18 м. В разрезе вскрывались полигонально-жильные льды с вертикальной слоистостью правильной клиновидной формы и изогнутые клиновидные льды с волнистой слоистостью.

Полигонально-жильные льды имеют ширину до 1 м, высоту – 2-4 м, в зависимости от глубины размыва рельефа, оплавленный верхний контакт. На поверхности над жилами выражена полигональная решетка 14-18 м. Слоисто-линзовидные криогенные текстуры вмещающих песков смыкаются с жилами льдом и плавно подняты по контакту на 5-10 см, что является признаком их сингенетического роста. На боковом контакте отдельных жил вблизи изогнутых клиновидных тел выделяется кайма стекловатого льда, что свидетельствует о возможном оплавлении жил.

Изогнутые клиновидные льды являются фрагментами кольцевых структур диаметром 10-16 м, в плане состоят из широких (0,7-1 м) и узких (0,1-0,3 м) дугообразных слоев льда, которые вскрываются по мере отступления термоцирков. Изогнутые клиновидные льды имеют линзовидные расширения (до 0,8 м) над кровлей глин, ниже продолжают в виде вертикальных ожеженных трещин льда (шириной 0,2 м, до 3-5 м по вертикали) –

«подводящих каналов». До вытаявания сверху, эти ледяные тела, по-видимому, образовывали мелкие купола льда (гидролакколиты), в которых чередовались параллельные их контурам слои льда и песков, поэтому они названы слоистыми лакколитами.

В центре разреза м. Марре-Сале в обнажении высотой 24-30 м в течение трех лет (МС-2/2-08,09,10) вскрывалась верхняя залежь льда с горизонтальными участками и вертикальными выступами (штоками). Горизонтальный фрагмент залежи мощностью 1,2-2 м вскрыт на контакте серых глин и пестрых песков. Параллельные прослои льда постепенно без разрывов изгибаются вверх и образуют вертикальный выступ высотой 6 м во фронтальной стенке термоцирка в центре полигонального блока. Кровля глин с тонкими прослоями песков под выступом льда деформирована и втянута в лед. Выше выступ льда пересекает пестрые пески и супеси, на глубине 4,5 м от поверхности его ширина уменьшается до 4 м и увеличивается до 10 м вблизи поверхности. На боковых контактах льда присутствуют бороздки стекловатого льда. Лед залежи волнисто-слоистый: чередуются прослойки и линзы (2-10 см) чистого прозрачного льда и темного с примесью глин, песков и охристых пленок. В центральной части выступа и в горизонтальных слоях залежи присутствуют линзы стекловатого льда и льда с крупными пузырьками воздуха, наблюдаются пересечения тонких прослоев, подчеркнутые минеральными примесями.

Южнее расчистки МС-5-10 на протяжении 300 м верхняя залежь в целом постепенно снижается с 16-18 м до 8-10 м над уровнем моря и, в основном, соответствует контакту глин и песков. Вертикальные выступы льда верхней залежи расположены на расстоянии 10-25 м друг от друга, среди них преобладают штоки со срезанной верхней частью, встречаются не вытаявшие куполовидные расширения (МС-1/2-08). Эти вертикальные ледяные тела с низким содержанием минеральных прослоев, осложняют верхнюю залежь и являются фрагментами массивных гидролакколитов.

В центре м. Марре-Сале (МС-1/2-10; МС-1-09) кроме перечисленных форм выделяются клиновидные ледяные тела с вертикальными и наклонными осями, морфологически сходные с полигонально-жильными льдами. Высота клиньев 1,5-7 м, ширина по верху 0,3-2,8 м. Они пересекают складки верхней залежи льда, деформируют слои песков и супесей над ней, иногда секут глины и внедряются в нижнюю залежь. Лед в них желтоватый, вертикально-слоистый за счет включений песка, гидроокислов железа. Боковые контакты клиньев с «бороздками» стекловатого льда ожелезнены.

В 2003-2004 гг в расчистке МС-2/2-08 на глубине 20-25 м в морских глинах с прослоями песков был изучен фрагмент нижней залежи льда с наклонной дайкой [Стрелецкая и др., 2006]. В 2009 г в расчистке МС-1-09 в глинах с решетчатыми криогенными текстурами вскрывался аналогичный фрагмент залежи мощностью 4 м, с пологой антиклинальной складкой, образованный горизонтально-волнистыми

прослоями (0,1-0,3 м) чистого стекловатого льда, льда с пузырьками воздуха и минеральными примесями.

На юге м. Марре-Сале (МС-3-09) нижняя залежь льда с крупной антиклинальной складкой вскрывалась на протяжении 300 м, видимая мощность льда 2-5 м. Слоистость льда в целом параллельна слоистости вмещающих глин с решетчатыми криогенными текстурами. Во льду присутствуют угловатые включения и агрегаты глин, пузырьки воздуха. Резкий контакт льда с глинами местами подчеркнут тонкими присыпками алевритов. В расчистке МС-8-08 нижняя залежь льда толщиной 1,5-2 м в морских глинах осложнена редкими антиклинальными складками высотой до 12-15 м, которые местами дислоцируют не только глины, но и перекрывающие пески и супеси. В перекрывающей толще выделены протаявшие и повторно-промерзшие (таберальные) ожелезненные глинистые отложения с посткриогенными решетчатыми текстурами.

Таким образом, в разрезе м. Марре-Сале выделены морфологические типы подземных льдов: 1) полигонально-жильные льды, частично оплавленные вблизи гидролакколитов; 2) верхняя залежь с над кровлей морских глин, с горизонтальными фрагментами и с массивными, слоистыми гидролакколитами; 3) клиновидные льды, секущие пластовые залежи; 4) нижняя залежь льда в глинах с крупными антиклинальными складками.

Химический состав льдов

Результаты анализа выявили достаточно четкое отличие нижней залежи в морских глинах от других типов льда. Химический состав льда имеет относительно повышенные значения минерализации (до 350 мг/л) за счет хлоридов натрия (более 50% от суммы солей), пониженное содержание гидрокарбонатов кальция и магния (менее 10%), что может свидетельствовать об активном участии в формировании льда поровых растворов из морских отложений. Лед из расчистки МС-1-09 характеризуется типичным для морской воды соотношением основных ионов: $(rNa^+ + rK^+) / rCl^-$ и rMg^{2+} / rCl^- , соответственно 0,9 и 0,2. Более низкая минерализация нижней залежи из расчистки МС-3-09 наряду с повышенным содержанием гидрокарбонатов натрия, возможно, обусловлена опреснением льда при протаявании перекрывающих отложений, о чем свидетельствуют залегающие выше по разрезу таберальные образования.

Химический состав льда верхней залежи - гидрокарбонатный натриево-кальциевый, что типично для пресных вод выщелачивания [Фотиев, 2009]. Фрагменты верхней залежи характеризуются близким химическим составом, в целом верхние части лакколитов в песчаных отложениях менее минерализованы по сравнению с нижними горизонтальными участками льда с минеральными прослоями в льдистых суглинках.

С ростом минерализации в горизонтальных участках верхней залежи отмечено преобладание гидрокарбонатов натрия по сравнению с суммой гидрокарбонатов кальция и магния, что характерно

для промерзающих таликов [Анисимова, 1981]. Максимальная минерализация выявлена в линзовидных включениях прозрачного льда с крупными пузырьками воздуха, здесь отмечено высокое содержание хлоридов натрия (до 70% от суммы солей при среднем содержании 20-40%).

Клиновидные льды имеют близкие значения минерализации и состав с верхней залежью, повышенное содержание гидрокарбонатов кальция и магния во льду может быть обусловлено частичной криогенной метаморфизацией подземных вод.

Таблица. Строение и состав подземных льдов мыса Марре-Сале

Тип подземных льдов	Морфология ледяных тел	Контакт с вмещающими породами	Соотношение с другими льдами	Структура льда	Химический состав (М - минерализация, г/л)	Изотопный состав, ‰
Сингенетические полигонально-жилые льды	клиновидная форма (1,5-2,0х4,5-5 м); в плане образуют полигональную решетку 14х18 м	слоистые супеси и криогенные текстуры слабо изогнуты вверх по контакту со льдом	в основном выклиниваются, не достигают пластового льда	лед белый, прозрачный, с вертикально ориентированными пузырьками воздуха; боковые контакты вблизи гидролакколитов и клиньев льда оплавлены	$M_{0,04} = \frac{HCO_3 49 Cl 44 SO_4 7}{(Na+K) 63 Ca 22 Mg 15}$ высокое содержание хлоридов за счет зимних аэрозолей $rCa^{2+}/rCl^- = 1$	$\delta^{18}O = -16,2$ $\delta D = -122,2$
Эпигенетические клиновидные трещинные льды	клинья льда с прямыми, изогнутыми и наклонными осями (0,5-1,0х6,5-7 м)	слоистые пески и супеси вместе с криогенными текстурами деформированы	рассекают горизонтальные участки верхней залежи	лед желтоватый, вертикально-слоистый за счет включений песков, гидроокислов железа	$M_{0,085} = \frac{HCO_3 56 Cl 35 SO_4 9}{(Na+K) 54 Ca 30 Mg 16}$ повышенные количества Na^+ и Mg^{2+} могут свидетельствовать о криогенном концентрировании подземных вод; $rCa^{2+}/rCl^- = 0,9$	$\delta^{18}O = -23,7$ $\delta D = -183,1$
Вертикальные фрагменты верхней залежи а) массивные; б) слоистые лакколиты	а) выступы льда, образованные плавно изогнутыми вверх горизонтальными слоями; б) изогнутые клиновидные льды - фрагменты кольцевых структур диаметром до 10-16 м, ниже в глинах продолжают как ожелезненные трещины льда - «подводящие каналы»	рассекают и деформируют вмещающие породы	согласно, без разрывов соединяются с горизонтальными участками верхней залежи	лед вертикально-слоистый за счет грунтовых прослоев; на боковых контактах - бороздки стекловатого льда; в центральной части штоков присутствуют линзы стекловатого и пузырчатого льда	$M_{0,070} = \frac{HCO_3 57 Cl 33 SO_4 10}{(Na+K) 53 Ca 27 Mg 20}$ повышенные количества Na^+ и Mg^{2+} могут свидетельствовать о криогенном концентрировании подземных вод; $rCa^{2+}/rCl^- = 0,8$	$\delta^{18}O = -22,9$ $\delta D = -177,1$
Горизонтальные слоистые пласты верхней залежи	выдержанные горизонтально-волнистые прослои (0,1-0,2 м) льда и ледогрунта; мощность около 2 м	залегают на контакте глин и супесей в целом согласно вмещающим отложениям	согласно, без разрывов соединяются с вертикальными выступами; пересечены клиновидными телами	а) чистый стекловатый; б) темный, с примесью глин, песков, охристых пленок и пузырьками воздуха; в) линзы льда с крупными хаотично ориентированными пузырьками воздуха	$M_{0,260} = \frac{HCO_3 53 Cl 45 SO_4 2}{(Na+K) 85 Ca 8 Mg 7}$ максимальная минерализация выявлена в линзах пузырчатого льда; $rCa^{2+}/rCl^- = 0,2$	$\delta^{18}O = -14,8$ $\delta D = -110,5$
Нижняя залежь с крупными антиклинальными складками	выдержанные волнистые прослои (0,1-0,3 м); видимая мощность до 5 м, антиклинальные складки выступы - до 12 м	в целом согласно вмещающим глинистым породам с прослоями алевроитов, песков	не выявлено	а) чистый стекловатый; б) лед с угловатыми агрегатами глин и пузырьками воздуха	$M_{0,280} = \frac{Cl 66 HCO_3 27 SO_4 7}{(Na+K) 86 Ca 6 Mg 8}$ $rCa^{2+}/rCl^- = 0,1$	$\delta^{18}O = -15,7$ $\delta D = -120,4$

Полигонально-жилые льды в отличие от нижней залежи, сформированные талыми снеговыми водами, имеют ультрапресный гидрокарбонатно-натриевый состав. Относительно повышенное содержание хлоридов в сингенетических жилах м. Марре-Сале объясняется близостью и влиянием моря. Во всех образцах отмечены сульфаты, что присуще жилам

торфяников термокарстовых котловин в других регионах. Следует отметить повышенное содержание гидрокарбоната Mg^{2+} на оплавленном боковом контакте жилы, что может указывать на частичную метаморфизацию льда.

Анализ химического состава подземных льдов свидетельствует об участии атмосферных вод в

формировании полигонально-жильных льдов; пресных вод алевритово-песчаных отложений – верхней залежи и клиновидных льдов; поровых растворов морских глин – локально в горизонтальных фрагментах верхней залежи и в нижнем пластовом льду.

Изотопный состав льда

Результаты анализа изотопного состава выявили дополнительные различия выделенных типов льда по содержанию кислорода-18 ($\delta^{18}\text{O}$), дейтерия (δD) и вычисленному значению дейтериевого эксцесса (d_{ex}), показывающему избыток дейтерия по отношению к кислороду-18: $d_{\text{ex}} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ [Dansgaard, 1964]. Для атмосферных осадков в глобальном масштабе $d_{\text{ex}} = 10\%$; а значения $d_{\text{ex}} < 10\%$ отражают изотопное фракционирование за счет испарения, сублимации и промерзания–протаивания.

Тяжелый изотопный состав нижней залежи обусловлен участием поровых растворов из морских отложений в ее формировании. В целом изотопный состав льда близок к изотопному составу современных хлоридно-натриевых озер на водоразделах м. Марре-Сале [Крицук, 2010].

Лед верхней залежи и эпигенетических клиновидных тел характеризуется наиболее легким составом (см. табл.). Близкие значения по $\delta^{18}\text{O}$ и δD наблюдаются в современных зимних осадках на Западном Ямале. Эти значения отличаются от изотопного состава летних осадков и современных озер, что, вероятно, связано с преимущественным питанием древних таликов хасыреев талыми снеговыми водами.

Полигонально-жильные льды м. Марре-Сале имеют более тяжелый состав изотопов, чем лед верхней залежи, но более легкий, чем в нижней залежи. По значению d_{ex} полигонально-жильные льды располагаются на глобальной линии метеорных вод, что вместе с химическим составом свидетельствует об их формировании атмосферными водами и отличает от пластовых льдов. Для растущих жил в торфяниках отмечено утяжеление изотопов на 3-4‰, как и в других регионах [Деревягин и др., 2003].

Кристаллическая структура

Анализ кристаллической структуры показал различия и сходство выделенных морфологических типов подземных льдов м. Марре-Сале. Стекловатый крупнокристаллический лед нижней залежи, вероятно, сформирован за счет миграции воды при эпигенетическом промерзании морских глин [Рогов, 2009]. Близкое строение имеют линзы стекловатого льда в центре штоков верхней залежи.

Лакколиты и эпигенетические клиновидные льды характеризуются вертикально-слоистой структурой, подчеркнутой минеральными прослоями, созданной повторными инъекциями воды и суспензий при промерзании замкнутых таликов. В тонких прослоях между минеральными включениями размер удлиненных кристаллов 3-5 на 7-10 мм; в широких прослоях форма кристаллов изометричная и амебовидная, их ориентировка не выражена.

Воздушные пузырьки расположены беспорядочно. В отличие от полигонально-жильных льдов в строении лакколитов и клиновидных тел часто встречаются прерывистые, пересекающиеся минеральные прослойки.

В строении полигонально-жильных льдов вертикальная слоистость образована удлиненными кристаллами с зажатыми между ними цепочками вертикально ориентированных пузырьков воздуха.

Заключение

Анализ геокриологического разреза м. Марре-Сале позволил определить последовательность образования ледяных тел.

1. Сингенетические полигонально-жильные льды залегают в озерно-аллювиальной толще, возраст которой составляет 5-15 тыс. лет, т.е. полигонально-жильная система, находящаяся в парагенезисе с гидролакколитами верхней залежи, формировалась в финале сартанского криохрона и первой половине голоцена.

2. Верхняя залежь льда со слоистыми и массивными лакколитами, эпигенетическими клиновидными телами формировалась после заложения и во время развития полигонально-жильной системы в раннем голоцене. Во второй половине голоцена верхние части гидролакколитов были размыты и частично вытаяли [Слагода и др., 2010].

Верхняя залежь с гидролакколитами и клиновидные льды имеют общие признаки инъекционного образования: захват минеральных примесей из нижележащих или вмещающих пород; пересечение прослоев льда; оплавление мерзлых пород с образованием «бородок» стекловатого льда на боковых контактах. Структура льда указывает на повторные инъекции воды и суспензий, что привело к образованию параллельно-волнистой слоистости за счет распределения минеральных примесей и чистого льда. Таким образом, при формировании верхней залежи преобладали сегрегационный (в горизонтальных фрагментах) и инъекционно-сегрегационный (в гидролакколитах и эпигенетических клиньях льда) типы льдообразования. Поэтому сложно построенная верхняя залежь отнесена к вторичным повторно-инъекционным льдам.

Фрагменты верхней залежи льда различаются по положению источника инъекций воды в разрезе. Массивные гидролакколиты и горизонтальные участки – первая генерация льда, сформированы за счет инъекций воды при промерзании разобщенных таликов в песках над глинистым водоупором, имевших на ранней стадии промерзания инфильтрационное питание. Клинновидные льды и слоистые гидролакколиты представляют вторую генерацию, которая формировалась позднее в результате инъекций воды из песчаных плывунов, расположенных на разной глубине в глинах. При их промерзании вода поступала снизу по радиальным и кольцевым трещинам в полигональные блоки.

3. Отсутствие данных о соотношении нижней пластовой залежи с другими морфологическими типами подземных льдов на данном этапе

исследований не позволяет установить время ее формирования. Нижняя залежь отнесена к типу первично пластовых льдов по относительно повышенной минерализации и морскому составу солей, крупнокристаллической структуре, параллельной слоистости и положению в морских глинах. Она могла формироваться при эпигенетическом промерзании сверху в открытой системе по сегрегационному типу льдообразования. Форма нижней залежи и крупная складчатость, вероятно, обусловлены конфигурацией фронта промерзания и низкой скоростью льдовыделения в морских осадках.

Полученные данные развивают представления об инъекционном льдообразовании при промерзании таликов в парагенезисе с полигонально-жильными системами. Морфологическое подобие различных типов подземных льдов не всегда позволяет определить их генезис, следует использовать комплекс криолитологических характеристик.

Благодарности

Работа выполнена в рамках фундаментальных программ МПГ 2007/2008, Президиума РАН 20.7, ОНЗ РАН-11.4, РФФИ № 09-05-00538.

Литература

- Анисимова Н.П. 1981. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. – Новосибирск: Наука, 152 с.
- Астахов В.И. 2006. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, т. 47, № 11, с. 1207–1220.
- Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И. и др. 1967. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. – М.: Наука, 214 с.
- Втюрин Б.И. 1975. Поземные льды СССР. – М.: Наука, 215 с.
- Гатауллин В.Н. 1990. Пластовые льды западного побережья п-ва Ямал: их строение, состав и происхождение // Геокриологические исследования в арктических районах. – Тюмень, ИПОС СО АН СССР, вып. 1, с. 3–11.
- Геокриология СССР. 1989. Западная Сибирь. – М.: Недра, 454 с.
- Деревягин А.Ю., Чижев А.Б., Майер Х. 2003. Изотопный состав природных вод и современных подземных льдов Лаптевоморского региона // Криосфера Земли, т. VII, № 3, с. 41–48.
- Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. – М.: ГЕОС, 2002. – 246 с.
- Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. 2005. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере Марре-Сале) // Криосфера Земли, т. IX, № 3, с. 16–27.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. 1982. Ледниковые образования в районе полярной станции Марре-Сале на п-ве Ямал. // Л.: Тр. ВСЕГЕИ, т. 319, с. 77–85.
- Крицук Л.Н. 2010. Подземные льды Западной Сибири. – М.: Научный мир, 352 с.
- Кузин И.Л., Астафьев Н.Ф. 1975. Криогенные дислокации на западном побережье полуострова Ямал // Известия ВГО, т. 107, № 6, с. 510–515.
- Мельников В.П., Спесивцев В.И. 2000. Криогенные образования в литосфере Земли. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 343 с.
- Рогов В.В. Основы криогенеза. 2009. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 203 с.
- Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. 2010. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // ДАН, т. 432, № 2, с. 264–266.
- Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. 2006. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // Криосфера Земли, т. X, № 2, с. 68–78.
- Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К. и др. 1987. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. – М.: Наука, 224 с.
- Фотиев С.М. 2009. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 279 с.
- Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., et al. 2002. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Res, v. 57, 355–370.
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation // Tellus, № 16, 436–468.

Некоторые астрономические проблемы эволюции криосферы

И.И. Смольский

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

Рассмотрены проблемы Астрономической теории ледниковых периодов с позиций небесной механики. При интегрировании упрощенных уравнений движения за большие промежутки времени прежние исследователи получали неустойчивые движения. Потому они пришли к выводу о невозможности рассчитать инсоляцию Земли за периоды большие 20 млн. лет. В настоящей работе решается неупрощенная задача об орбитальном движении новым численным методом и уравнения проинтегрированы за 100 млн. лет. Получены все периоды и амплитуды колебаний орбит планет и Луны и установлена их устойчивость. Дифференциальные уравнения вращательного движения также решаются численным методом без упрощения. Определены результаты воздействия планет и Солнца по отдельности на ось Земли. Эволюция оси Земли рассмотрена также на основе составной модели вращения Земли. Получены периоды ее колебаний, которые совпадают с наблюдаемыми. Установлено, что только решение неупрощенных уравнений вращения Земли позволит достоверно рассчитать эволюцию инсоляции и определить все периоды ее изменения.

Ключевые Слова: Вычисления; уравнения; инсоляция; наклон; перигелий; эксцентриситет.

Введение

При изучении проблемы потепления климата, произошедшего во второй половине 20-ого века, и при разработке его моделей (Изменение климата 2007) исследователи учитывают также Астрономическую теорию ледниковых периодов, которую создал М. Миланкович (1939). Неопределенности моделей потепления климата в какой-то мере зависят от неопределенностей этой

теории. Ряд исследователей, например, Большаков и Капица (2001) считает, что со времен М. Миланковича накопились палеоклиматические данные, которые свидетельствуют о необходимости дальнейшего ее развития. В настоящей работе рассматриваются результаты по уточнению Астрономической теории палеоклимата с позиций небесной механики или астрономии.

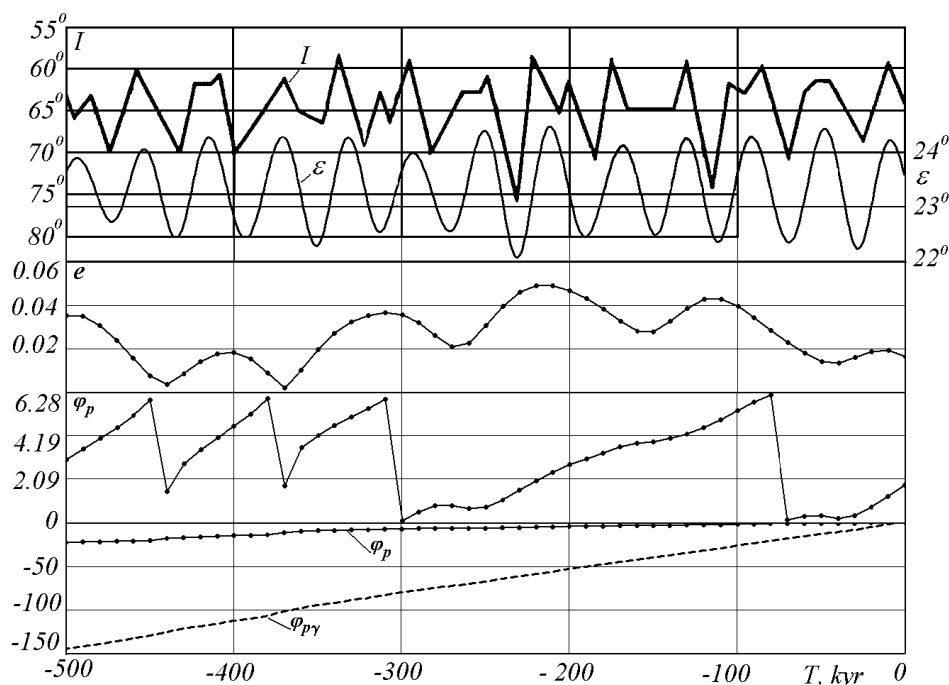


Рис. 1. Сравнение инсоляции и параметров орбиты Земли: I – инсоляция в эквивалентных широтах на широте 65° северного полушария по данным Шараф и Будниковой (1969) и угол наклона орбиты Земли к подвижной плоскости экватора (ε) согласно (Berger & Loutre 1991); эксцентриситет e и углы (в радианах) положения перигелия от неподвижного φ_p и от подвижного φ_γ восходящего узла γ – по нашим расчетам (Мельников и Смольский 2009). T – время в куг (тыс. лет), отсчитывается в тысячах лет в прошлое от современной эпохи 30.12 1949 г.

Зависимость инсоляции от орбитального и вращательного движений Земли

В астрономической теории (Миланкович 1939) установлено, что инсоляция земной поверхности определяется эксцентриситетом орбиты Земли e и двумя параметрами орбиты: углом положения перигелия φ_{py} от подвижного восходящего угла γ и углом наклона орбиты ε к подвижному экватору. Типичное изменение инсоляции I за прошедшие 500 тыс. лет представлено на рис. 1. Здесь же приведены эволюции параметров: угла наклона ε подвижного экватора Земли к подвижной плоскости её орбиты, эксцентриситета e и угла перигелия φ_p . Угол перигелия φ_p показан в виде циклов от 0 до π и в непрерывном виде. На рис. 1 видно, что за 500 тыс. прошедших лет инсоляция I в северном полушарии изменялась колебательно: максимумы свидетельствуют о возможных потеплениях, а глубокие минимумы при $T = -120$ куг и $T = -230$ куг – о возможных оледенениях. Например, максимум при $T = -10$ куг последнего потепления произошёл 10 тыс. лет назад. Он совпадает с моментом исчезновения ледникового щита в Евразии и в Северной Америке.

Как видно из рис 1, период изменения угла наклона ε , равный $T_\varepsilon = 41.1$ тыс. лет, являются основным периодом колебания инсоляции I . Период изменения эксцентриситета e , равный $T_{e1} = 95$ тыс. лет, является вторым существенным периодом изменения инсоляции. Угол перигелия φ_p изменяется неравномерно. Перигелий орбиты Земли вращается в направлении орбитального её движения со средним периодом $T_p = 147$ тыс. лет относительно неподвижного пространства. Плоскость экватора Земли прецессирует в направлении противоположном орбитальному движению Земли с периодом $T_{pr} = 25.7$ тыс. лет. Поэтому, относительно подвижной плоскости экватора период обращения перигелия (угол φ_{py}) в среднем составляет $T_{py} = 21.9$ тыс. лет. Это минимальный период колебания инсоляции I , который имеется на рис. 1.

Недостатки прежних теорий и программа исследований

Итак, эволюция инсоляции Земли определяется изменениями орбиты Земли и оси её вращения. Со времён И. Ньютона орбитальная задача упрощалась и сводилась к взаимодействию двух тел: Солнца и планеты или планеты и спутника. А все остальные тела рассматривались как факторы малых возмущений, и их воздействие разлагалось в ряды. Таким образом, удавалось решить эту задачу приближёнными аналитическими методами. Этот подход сохранился и в 20-м веке, но только точность представления решений рядами непрерывно улучшалась. Например, сейчас эти ряды содержат несколько сот членов.

Дифференциальные уравнения вращательного движения упрощались более радикально. В этих уравнениях пренебрегали вторыми производными и произведениями первых производных. Учитывалось воздействие только Луны и Солнца на вращательное

движение Земли, а их движение описывалось приближённо. Таким образом, были получены аналитические выражения для прецессии экватора Земли. Эти выражения не содержали короткопериодических колебаний параметров вращательного движения Земли. Скорость прецессии оси Земли по существу определялась наблюдаемой скоростью прецессии, т.е. её эволюция оставалась неизвестной. А полученный единственный период колебаний в 41.1 тыс. лет оси Земли нельзя было подтвердить каким-либо другим способом.

Приближённый характер решения орбитальной и вращательной задач привёл к тому, что при решении их на большие промежутки времени результаты начинали расходиться. Поэтому ряд авторов, например Ж. Ляскар и др. (2004) пришли к выводу о неустойчивости Солнечной системы и о невозможности определения инсоляции Земли за период времени больший 20 млн. лет.

В связи с этим возникает необходимость решения этих двух задач с минимальными упрощениями. Это можно сделать, используя современные численные методы и суперкомпьютеры. Вначале должна быть решена первая задача об эволюции орбитального движения. Используя её результаты, можно будет решить вторую задачу об эволюции оси Земли. Решение двух задач позволит рассчитать эволюцию инсоляции Земли. Затем при сопоставлении изменения инсоляции с эволюцией природных процессов можно будет установить зависимости, которые позволят прогнозировать развитие криосферных процессов на Земле.

Решение орбитальной задачи

Уравнения орбитального движения представляют систему $3n$ нелинейных дифференциальных уравнений (Смутьский 1999)

$$\frac{d^2 \vec{r}_i}{dt^2} = -G \sum_{k \neq i}^n \frac{m_k \vec{r}_{ik}}{r_{ik}^3}, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (1)$$

где \vec{r}_i – радиус-вектор относительно центра масс Солнечной системы; G – гравитационная постоянная; \vec{r}_{ik} – радиус-вектор от тела с массой m_k до тела с массой m_i ; $n = 11$ (девять планет, Солнце и Луна).

Для решения уравнений (1) мы разработали новый метод численного интегрирования (Смутьский 1999), который позволил решить её за 100 млн. лет (Мельников и Смутьский 2009). На рис. 2 показана эволюция параметров орбиты Земли за 3 млн. лет в прошлое.

Эксцентриситет e испытывает короткопериодические изменения с главным периодом $T_{e1} = 95$ куг (тыс. лет) вокруг среднего значения $e_m = 0.028$. Кроме того, наблюдаются более долгие колебания с периодами $T_{e2} = 413$ куг и $T_{e3} = 2.31$ Муг, которые приводят к достижению крайних значений эксцентриситета $e = 0.0003$ и $e = 0.065$. На рис. 3 показано изменение скользящих средних эксцентриситета e_s на интервале $2 \cdot T_{e1}$, при этом видны колебания эксцентриситета с наибольшим периодом T_{e3} .

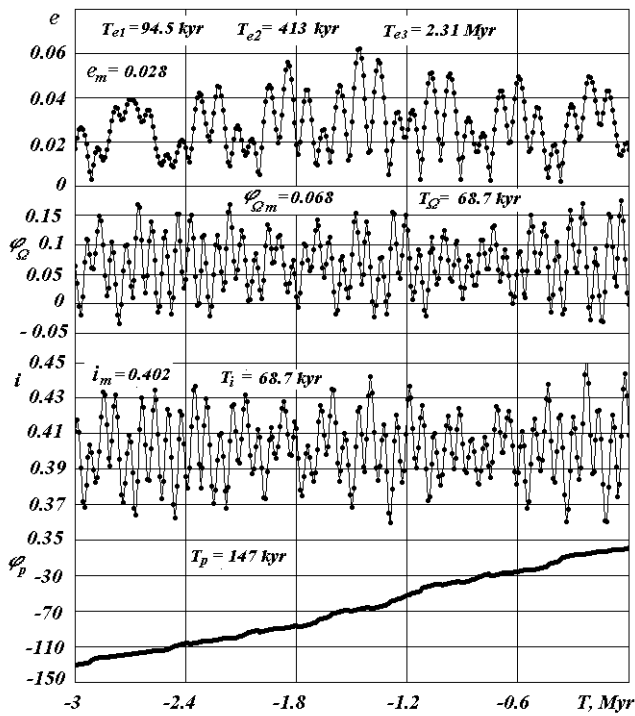


Рис. 2. Эволюция орбиты Земли за 3 млн. лет в прошлое: e – эксцентриситет; φ_{Ω} – угловое положение восходящего узла плоскости орбиты; i – угол ее наклона к неподвижной плоскости экватора; φ_p – угловое положение перигелия; T – время в миллионах лет от 1950 г. Углы даны в радианах.

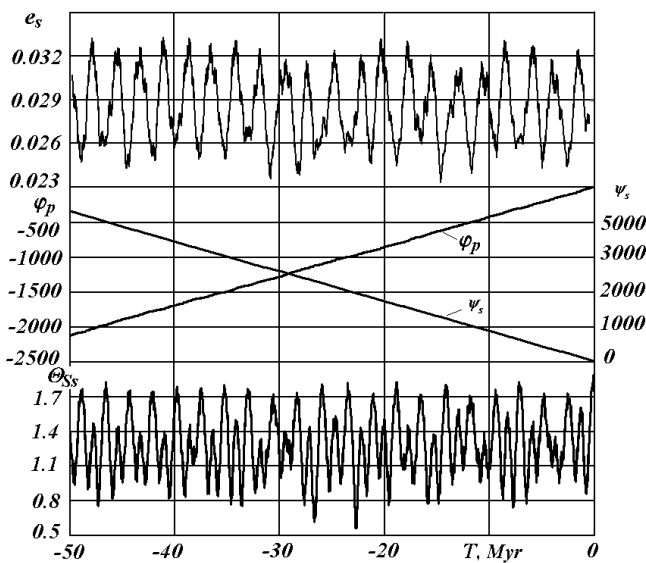


Рис. 3. Эволюция параметров орбиты Земли за -50 млн. лет в прошлое: e_s – скользящие средние эксцентриситета; φ_p – угол перигелия; ψ_s – угол прецессии; θ_s – скользящие средние угла нутации оси орбиты. Углы φ_p и ψ_s даны в радианах, θ_s – в градусах. Myr – млн. лет.

При решении орбитальной задачи углы положения орбиты рассматриваются относительно неподвижной плоскости экватора. Долгота восходящего узла φ_{Ω} орбиты и угол ее наклона i испытывает колебания с периодом $T_S = 68.7$ тыс. лет вокруг среднего значения $i_m = 0.402$ радиан. Диапазон колебаний составляет 5.64° . Мы установили, что эти изменения обусловлены вращением оси орбиты \vec{S} с периодом $T_S = 68.7$ кут вокруг неподвижного вектора момента \vec{M}

всей Солнечной системы в направлении обратном обращению планеты вокруг Солнца. Это вращение или прецессия оси орбиты \vec{S} показано на рис. 3 в виде изменения угла прецессии ψ_s . Кроме прецессионного движения ось орбиты \vec{S} претерпевает нутационные колебания угла наклона θ_s к вектору \vec{M} . Максимальное отклонение оси \vec{S} от момента \vec{M} составляет $\theta_{S\max} = 2.94^\circ$. Главный период нутационных колебаний $T_{\theta 1} = 97.35$ тыс. лет. На графике приведены скользящие средние угла нутации θ_{ss} , которые усреднены на интервале $2 \cdot T_{\theta 1}$. На рис. 3 виден второй период нутационных колебаний $T_{\theta 2} = 1.164$ млн. лет.

Перигелий орбиты (см. φ_p на рис. 2) перемещается в направлении обращения Земли вокруг Солнца, совершая в среднем один оборот за $T_p = 147$ кут. При этом угол перигелия φ_p немонотонно увеличивается со временем и наряду с вращением перигелия против стрелки часов, наблюдаются возвратные движения по часовой стрелке. А периоды полного оборота перигелия, как уже отмечалось ранее, изменяются в несколько раз.

Было установлено, что эволюция орбит планет и Луны происходит в результате четырех движений: 1) вращения или, другими словами, прецессии оси орбиты; 2) нутационных колебаний оси орбиты; 3) колебаний эксцентриситета орбиты; 4) вращения орбиты в своей плоскости (вращение перигелия). Исследования показали, что оси орбит Земли, планет и Луны, как и ось вращения Земли, ведут себя идентично. Вместе с тем, в отличие от осей планетных орбит, которые вращаются вокруг неподвижного вектора момента количества движения Солнечной системы \vec{M} , ось орбиты Луны, как и ось вращения Земли, прецессирует вокруг подвижной оси орбиты Земли.

Вращение перицентров планет и Луны происходит в направлении орбитального движения, за исключением Плутона, перигелий которого вращается в обратном направлении.

Аналогично рис. 3 выглядит изменение параметров орбиты Земли на интервале $-50 \text{ Myr} \geq T \geq -100 \text{ Myr}$, т.е. параметры орбиты колеблются в неизменном режиме. Такие же исследования выполнены по всем планетам и получены неизменные режимы колебания параметров их орбит. Таким образом, эволюция орбит планет на исследованном интервале в 100 млн. лет неизменна и устойчива. В работах авторов (Laskar et al 2004) хаотичность решений упрощенных уравнений движения объясняют наличием резонансов и неустойчивостей. Они не возникают при интегрировании неупрощенных уравнений орбитального движения планет.

Исследование вращательного движения

Исследования вращательного движения мы проводим одновременно двумя способами. При первом способе интегрируются дифференциальные уравнения вращательного движения, а при втором – вращательное движение Земли моделируется совокупностью материальных точек.

Мы по-новому вывели дифференциальные уравнения вращательного движения (Smulsky 2011), взяв за основу теорему изменения момента количества движения. В результате анализа следствий этой теоремы было установлено, что ось вращения Земли будет испытывать прецессионные и нутационные колебания: 1) с периодами равными полупериодам обращения планет, Солнца и Луны относительно подвижной оси вращения Земли; 2) с периодами равными интервалам сближения ближних планет с Землёй в наиболее отдалённых от экватора Земли точках и 3) с периодами равными периодам прохождения воздействующих тел в этих точках в

моменты наибольшего наклона плоскости орбиты тела к плоскости экватора. Последние периоды будут иметь продолжительность от десятков до сотен тысяч лет.

При решении задачи о вращении Земли углы положения оси ее вращения: угол наклона θ к оси орбиты (угол нутации) и угол прецессии ψ рассматриваются относительно неподвижной плоскости орбиты Земли. Дифференциальные уравнения вращения Земли мы получили в следующем виде:

$$\ddot{\psi} = -2\dot{\psi}\dot{\theta} \frac{\cos\theta}{\sin\theta} + \dot{\theta} \frac{J_z \omega_E}{J_x \sin\theta} - \sum_{i=1}^n 2G_{mi} \theta_i^4 \sin(2\psi) (x_{li}^2 - y_{li}^2) - x_{li} y_{li} \cdot \cos(2\psi) + z_{li} \frac{\cos\theta}{\sin\theta} (x_{li} \cos\psi + y_{li} \sin\psi) \Big\}; \quad (2)$$

$$\ddot{\theta} = 0.5\dot{\psi}^2 \sin(2\theta) - \frac{J_z \omega_E \dot{\psi} \sin\theta}{J_x} - \sum_{i=1}^n G_{mi} \sin(2\theta) \left[\frac{1}{2} (x_{li}^2 \sin^2 \psi + y_{li}^2 \cos^2 \psi - z_{li}^2 - x_{li} y_{li} \sin(2\psi)) + 2z_{li} (x_{li} \sin \psi - y_{li} \cos \psi) \cos(2\theta) \right]; \quad (3)$$

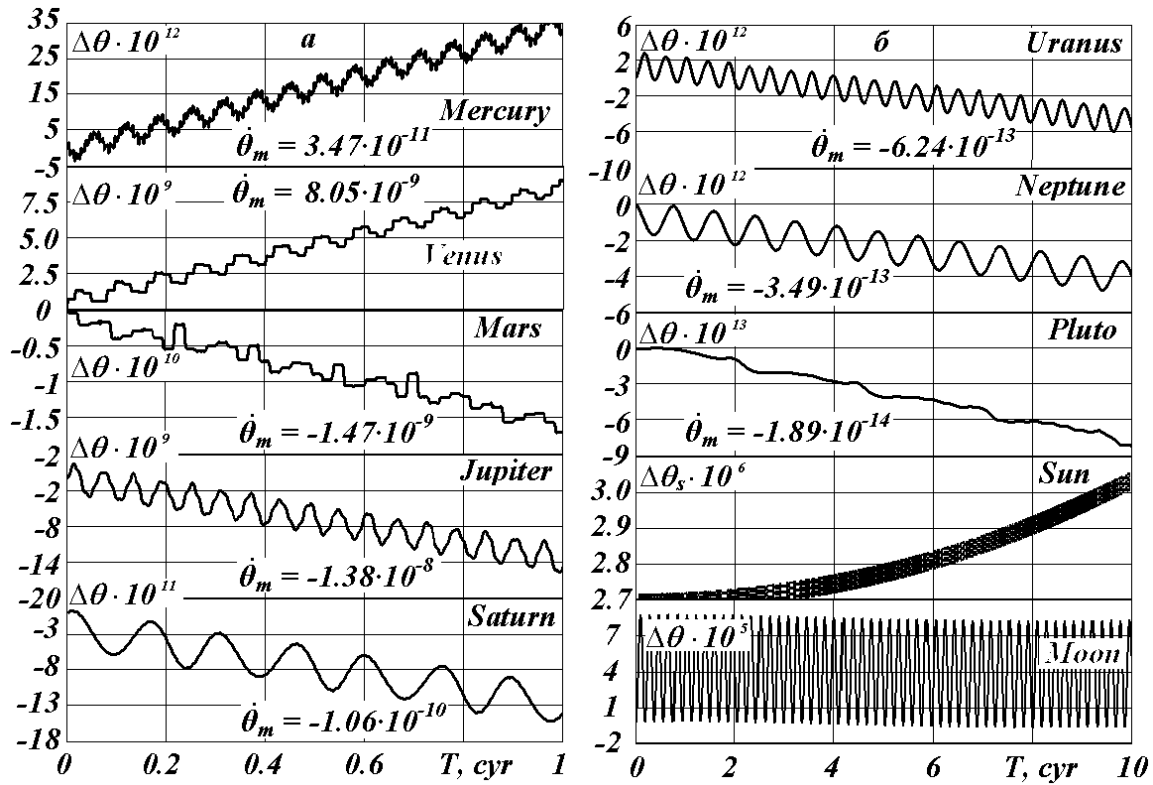


Рис. 4. Нутационные колебания и тренды оси Земли при одиночном воздействии планет: *a* – на интервале 100 лет = 1 *cyr*, *b* – на интервале 1000 лет; $\Delta\theta = \theta - \theta_0$ – разность углов нутации, где θ_0 – угол нутации в начальную эпоху; $\dot{\theta}_m$ – средняя скорость нутации в радианах в столетие; на графиках периоды основных колебаний оси Земли равны от Меркурия до Луны, соответственно: 6.6, 8.1, 15.8, 5.9, 14.7, 42, 82.4, 248, 0.5, 18.6 лет. Углы даны в радианах.

$$\dot{\phi} = \omega_E - \dot{\psi} \cdot \cos\theta, \quad (4)$$

где J_x , J_y и J_z – моменты инерции Земли на оси вращающейся системы координат x, y, z ;

$E_d = (J_z - J_x) / J_z$ – динамическая эллиптичность Земли;

$$G_{mi} = \frac{3Gm_i \cdot E_d J_z}{2r_i^5 J_x} - \text{комплекс параметров};$$

$\omega_E = \text{const}$ – проекция абсолютной скорости вращения Земли на ее ось z ;

$\dot{\phi}$ – относительная скорость вращения Земли;

n – количество действующих на Землю тел;

m_i и x_{li} , y_{li} , z_{li} – масса и координаты i -того воздействующего тела.

Вышеупомянутые выводы из теоремы о периодах колебаний были подтверждены при интегрировании уравнений вращательного движения (2)-(4) при воздействии планет, Луны и Солнца на Землю по отдельности (см. рис. 4). Как видно из графиков, под воздействием Солнца, Меркурия и Венеры угол

нутации θ увеличивается. Воздействие других планет приводит к его уменьшению. На графиках приведены средние скорости $\dot{\theta}_m$ изменения угла нутации θ . Они обусловлены движениями плоскостей орбит воздействующих тел.

Прослеживаются разные типы нутационных колебаний. Большинство тел создает колебания θ с полупериодом своего орбитального движения. Для ближних планет наибольшие колебания обусловлены периодом их сближения с Землей в наиболее отдаленной от экватора точке. Например, периоды (см. рис. 4): 5.9, 14.7, 42, 82.4 лет и 0.5 года равны полупериодам обращения планет и Солнца; периоды: 6.6, 8.1 и 15.8 лет – периодам сближения планет с Землей в наиболее отдаленных от экватора точках; период 18.6 лет равен периоду колебания плоскости орбиты Луны относительно плоскости экватора.

Наибольшее воздействие на вращательное движение Земли оказывает Луна, затем Солнце, а из планет – Венера. Приведенные на рис. 4 периоды основных колебаний оси Земли не учитываются в Астрономической теории эволюции криосферы. Дальнейшие наши работы связаны с доработкой нашего подхода, с целью интегрирования уравнений вращательного движения при совместном воздействии на Землю всех тел за большие промежутки времени.

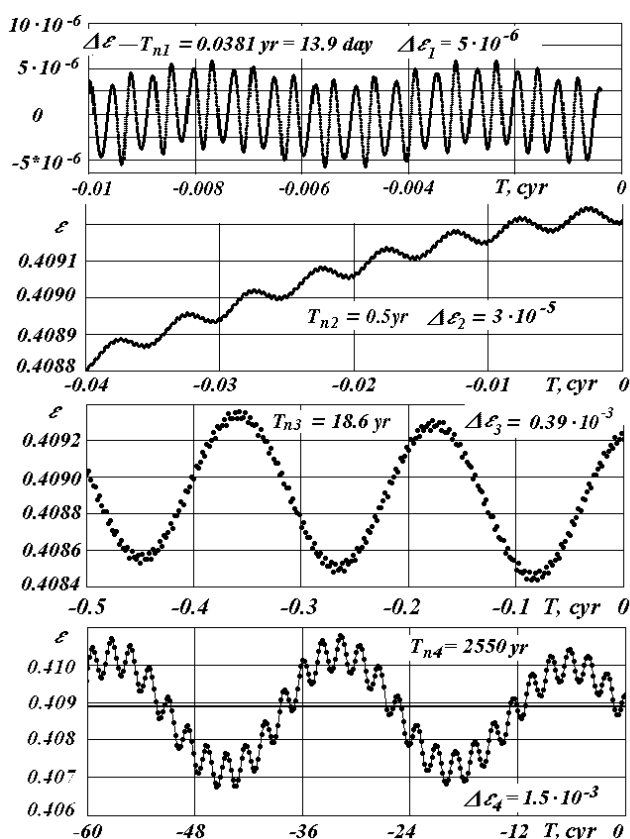


Рис. 5. Нутационные колебания оси вращения составной модели Земли No. 3 на разных интервалах времени: $\Delta\epsilon$ – отклонение угла нутации от скользящего среднего; $\Delta\epsilon_1$, $\Delta\epsilon_2$, $\Delta\epsilon_3$, и $\Delta\epsilon_4$ – амплитуды колебаний, 1 cyr = 100 лет. Углы даны в радианах.

Составная модель вращательного движения Земли

Вращательное движение моделируется совокупностью тел, которые осесимметрично расположены в экваториальной плоскости вокруг центрального тела. Под воздействием притяжения Луны, планет и Солнца эта система эволюционирует, и ось орбиты периферийного тела имитирует эволюцию оси вращения Земли. Было исследовано несколько моделей с разными параметрами. На рис. 5 показаны нутационные колебания оси вращения, полученные для модели 3. Рассматривается угол ϵ положения оси Земли относительно подвижной оси ее орбиты. Во всех моделях ось орбиты периферийного тела прецессирует относительно подвижной оси орбиты Земли. Этот результат является принципиально важным. Он позволяет на больших интервалах времени контролировать точность интегрирования дифференциальных уравнений вращательного движения.

Получены (см. рис. 5) периоды колебаний оси Земли полумесячные (13.9 дней), полугодовые (0.5 г.), 18.6 года (обусловленные прецессией орбиты Луны) и 2580 лет. Первые три периода следуют из теоремы моментов и подтверждаются данными наблюдений. В составных моделях отсутствует период колебаний 41.1 тыс. лет. Дальнейшие решения задачи о вращательном движении позволят прояснить вопрос об этом периоде и определить другие долгие периоды.

Заключение

Мы остановились на проблемах астрономической теории эволюции криосферы, которые связаны с точностью решения орбитальной и вращательной задач. Это – сложнейшие задачи, в которых имеется ещё ряд нерешённых вопросов. В отличие от предшественников мы не упрощаем уравнения, а решаем их численно. Поэтому, возможно, на часть нерешённых проблем удастся пролить свет. Например, теперь мы можем с уверенностью сказать об устойчивости Солнечной системы. Установлены многие особенности орбитального движения. В результате решения задачи о вращении Земли двумя способами получены дополняющие друг друга представления о ее эволюции. Мы надеемся, что этот подход позволит уточнить положения астрономической теории эволюции криосферы.

Благодарности

В работе на разных этапах принимали участие: Л.И. Смольский, Я.И. Смольский, О.И. Кротов, К.Е. Сеченов, А.А. Павлова, И.А. Шаболина, М.Л. Панова, Е.Ф. Сафина и др. Основные вычисления были выполнены на суперкомпьютерах Сибирского Суперкомпьютерного Центра СО РАН (г. Новосибирск) и Института Прикладной Математики им. М.В. Келдыша. Данная работа выполнена при поддержке грантов губернатора Тюменской области и интеграционной программы Президиума РАН № 13.

Литература

- Berger A. & Loutre M. F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10: 297 - 317.
- Большаков В.А. и Капица А.П. 2011. Уроки развития орбитальной теории палеоклимата. *Вестник Российской Академии Наук* 81, No. 7: 603-612. (на русском языке)
- Изменение климата, 2007 г.: физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Четвертый доклад МГЭИК об оценках. Из-во кембриджского ун-та., 163 с.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A. C. M., and Levrard B. 2004. A Long-term numerical solution for the Earth. *Icarus* 170. Iss. 2: 343-364.
- Мельников В.П. и Смульский И.И. 2009. Астрономическая теория ледниковых периодов: Новые приближения. Решенные и нерешенные проблемы. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 192 с. Книга на двух языках. С обратной стороны: Melnikov V.P. & Smulsky J.J. Astronomical theory of ice ages: New approximations. Solutions and challenges. <http://www.ikz.ru/~smulski/Papers/AsThAnR.pdf>.
- Миланкович М. 1939. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. – М.-Л. –ГОНТИ, 207 с. (на русском языке)
- Смульский И. И. 1999. Теория взаимодействия. - Новосибирск: Из-во Новосибирского ун-та, ННЦ ОИГГМ СО РАН. 294 с. (на русском языке) http://www.ikz.ru/~smulski/TVfulA5_2.pdf.
- Smulsky J.J. 2011. The Influence of the Planets, Sun and Moon on the Evolution of the Earth's Axis. *International Journal of Astronomy and Astrophysic.* 1: 117-134.
- Шараф Ш. Г. и Будникова Н. А. 1969. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата. Тр. Инст. теоретич. Астрономии. Вып. XIV. - Л.: Наука. 48 - 109. (на русском языке)

Доказательства погребенного глетчерного происхождения пластовых льдов

В.И. Соломатин, Н.Г. Белова

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Реферат

В статье рассматривается проблема генезиса пластовых льдов. Предложено новое определение пластовых льдов, согласно которому к ним относятся крупные залежи подземного льда, имеющие многометровую мощность, десятки и сотни метров по простиранию, характеризующиеся несогласным верхним контактом, включениями обломочного материала вплоть до крупных валунов, широким диапазоном текстурно-структурных характеристик разного масштаба, включая динамометаморфические структуры, и ультрапресным химическим составом. Неоспоримым доказательством погребенного происхождения пластового льда является несогласный верхний контакт с перекрывающими отложениями. Приводится ряд других генетических черт строения пластовых льдов, доказывающих их погребенную глетчерную природу.

Ключевые Слова: Гляциодеформации; несогласный контакт; пластовые льды; погребённый глетчерный лёд.

Введение

В настоящее время практически все специалисты признают существование погребенных в толще многолетнемерзлых пород остатков древних глетчерных льдов. Вопрос теперь сводится к умению доказательно отличать указанные выше образования от других генетических типов подземного льда и, прежде всего, от льдов различного внутригрунтового происхождения. Вместе с тем, как показывает даже беглый анализ литературы, природа пластовых льдов остается остро дискуссионной, поскольку от решения этой проблемы зависит понимание многих теоретических и прикладных вопросов криолитологии и палеогеографии. Традиционно в мерзловедении и криолитологии преобладают приверженцы концепций маринизма, которые, естественно, не отказываются от попыток найти доказательства внутригрунтового происхождения мощных пластовых залежей подземного льда (Втюрин, 1975; Дубиков, 2002; Бадю, 2010; Васильчук и др., 2009; Слагода, Мельников, Опокина, 2010 и др.). Ранее (Ершов, 1982; Пармузина, 1978; Соломатин, 1986, 1993 и др.) было показано, что сегрегационное льдообразование происходит не в моноплоскости (на фронте) кристаллизации, а в слое породы некоторой толщины с граничными значениями температуры $0^{\circ}\text{C} - \Delta T_{\text{кр}}$, где $\Delta T_{\text{кр}}$ — температура переохлаждения грунта, необходимого для начала кристаллизации связанной грунтовой влаги. Следовательно, исходя из физической сути процесса, сегрегационный механизм способен приводить к формированию шлировой криогенной текстуры, но не к росту единого сколько-нибудь мощного прослоя льда. Мы показали также (1986, 2008 и др.), что нет убедительных доказательств возможности пластовой интрузии напорной воды в толщу монолитной мерзлой породы, особенно если учесть, что мощность пластового льда превышает десятки метров, а по простиранию пласты зачастую превышают многие сотни метров. Поэтому нам представляется, что сторонникам внутригрунтового роста пластового льда необходим поиск физических, криолитологических, структурных, петрографических и иных доказательств сегрегационного, или

инъекционного механизма подземного льдообразования. Новейшие разработки А.К. Васильчук и Ю.К. Васильчук (2010) спорово-пыльцевого метода аргументации “не глетчерной» природы пластов потребуют, очевидно, время для анализа, накопления фактических подтверждений и апробации метода. Необходимо объяснить, каким образом пыльца и споры попадают в пласт. Сегрегационный механизм вообще несовместим с наличием во льду каких либо инородных для данного грунта частиц. Напротив, инъекционный лёд способен включать абсолютно любые привнесенные (химические или биогенные) элементы, присущие водно-грунтовой среде льдообразования. Более того, для периферии современных областей наземного оледенения возможен довольно широкий спектр ландшафтной обстановки: от арктических тундр до тропических лесов и саванной растительности как источника спор и пыльцы для ледниковой толщи. Поэтому необходимы серьезные доказательства возможностей спорово-пыльцевого метода для генетической идентификации пластового льда.

Прежде всего, следует подчеркнуть, что термин пластовые льды, имевший изначально сугубо морфологическое значение (вследствие того, что Г.И. Дубиков и М.М. Корейша, впервые описавшие пластовые льды как самостоятельный тип подземного льда в 1964 году, не смогли сразу определить механизм их формирования) уже давно воспринимается как имеющий генетическое содержание. Возможно, путаница в понимании механизмов формирования пластовых залежей льда в какой-то мере связана с отсутствием четких терминологических определений, в результате чего к пластовым льдам могут причислять, действительно, самые разные генетические виды, и на этом основании считать пластовые залежи полигенетическими. Но какой смысл льды, имеющие разное происхождение, объединять под одним названием? С другой стороны, очевидно и то, что морфологически идентичные льды не могут иметь разный генезис.

Если говорить о типичных разрезах пластового льда, обладающего всеми присущими ему характерными структурными признаками, то следует признать, что пластовый лед – единый морфогенетический тип, занимающий свое место в классификационной системе подземных льдов, а представления о полигенетичности пластов не имеют под собой почвы и свидетельствовали бы о непонимании природы рассматриваемых образований. Или в каждом случае, придавая отдельным видам льда разное происхождение, необходимы соответствующие доказательства того или иного механизма образования льда на основании соответствующих аргументов, структурногенетических и других характеристик.

Существенным шагом в решении рассматриваемой проблемы могло бы стать умение различать внутригрунтовые и захороненные первичноповерхностные виды подземного льда. Среди последних, конечно, могут встречаться и погребенные морские, речные, озерные льды и снежники. Следует отметить, что в погребенное состояние могут переходить остатки периферийных частей ледников, где активно происходит формирование конечных, абляционных, других типов морен и флювиогляциальных образований. Для этой перигляциальной зоны характерна высокая степень обводненности поверхности и накапливающихся отложений. Их промерзание приводит не только к консервации остатков глетчеров, но и к формированию в парагенезе с ними различного рода внутригрунтовых конжеляционных льдов. Следовательно, само по себе наличие последних не противоречит погребенной глетчерной природе пластовых льдов. Но их не следует объединять в один генетический тип. В каждом случае должны быть критерии генетической принадлежности каждого из наблюдаемых видов льда. Например, морские льды легко отличить по повышенной солености, речные – по характерным структурам ортотропного роста (Соломатин 1986) и т.д.

Закономерности строения и залегания пластовых льдов

Определение пластовых льдов

Под пластовыми льдами мы предлагаем понимать крупные залежи подземного льда, имеющие многометровую мощность, десятки и сотни метров по простиранию, характеризующиеся несогласным верхним контактом, часто обильными включениями обломочного материала, вплоть до крупных валунов, широким диапазоном текстурно-структурных характеристик разного масштаба, включая динамометаморфические структуры, ультрапресным химическим составом и низким содержанием тяжелых изотопов кислорода.

Все образования подземного льда, не имеющие набора перечисленных признаков, отчетливых характеристик строения и условий залегания, в том числе вследствие плохой обнаженности и затушеванности разреза осыпями, не следует относить к пластовому типу подземного льда.

Несогласный контакт пластовых льдов с перекрывающими отложениями



Рис. 1. Несогласный контакт пластового льда с перекрывающими отложениями. Гыданский п-ов. В пластовом льде видны яркие следы мощных деформаций, а перекрывающие отложения имеют ненарушенное с момента осадконакопления залегание

Несогласный контакт пластов (Рис. 1, 2, 5) с перекрывающими отложениями подчеркивается срезанием структур льда (складок, слоистости, текстурных и структурных неоднородностей), наличием деформаций во льду и ненарушенным залеганием перекрывающих рыхлых напластований с изначальными текстурами осадкообразования. Подобный характер несогласного контакта (контакта с размывом) и ненарушенное после осадконакопления залегание и строение перекрывающих отложений, при том, что непосредственно подстилающий их лед пласта несет следы динамометаморфизма, структуры макро – и микродеформаций – может возникнуть лишь при условии, что вначале образовался пластовый лед, он испытал деформации и приобрел присущие ему особенности строения, а затем пласт был перекрыт (вероятно, с частичным протаиванием) осадками того или иного происхождения и законсервирован в мерзлой толще.

Таким образом, несогласный контакт является неоспоримым доказательством погребенного происхождения пластового льда.

Обсуждение

Другими генетическими чертами строения пластовых льдов и доказательствами их погребенного глетчерного происхождения являются:

1) В пластах наблюдаются деформации (Рис. 1, 2, 4, 5) самого разнообразного вида и масштаба (складчатые, сдвиговые, послойнопластические, сбросовые, пloyчатые и др.). Они меняются по разрезу и по простиранию пласта. Эти следствия динамометаморфизма льда абсолютно не сопоставимы с любыми мерзлотными процессами. И совершенно идентичны гляциодислокациям в глетчерном льду. На этом основании неизбежен вывод о ледниковом происхождении льда.



Рис. 2. Толща дислоцированного, но не имеющего отражения в рельефе глетчерного льда, перекрытого маломощной пачкой не деформированных отложений. Северо-западное побережье острова Новая Сибирь, Новосибирские острова. Фото В.Е. Тумского

2) В пластовом льде встречены все виды обломочного материала и валуны более метра в поперечнике (Рис. 4). Наличие во льду крупнообломочного материала несопоставимо с любым типом внутригрунтового льдообразования и вполне логично для глетчерного льда.



Рис. 3. Складка, осложненная сдвигом, в пластовом льде на западном берегу Байдарацкой губы

3) Пластовый лед имеет (практически в 100% случаев) ультрапресный химический состав (Соломатин В.И. 1976, 1986, Belova et al. 2008), категорически отличающийся от химического состава сегрегационного льда и водной вытяжки вмещающих отложений. Это обстоятельство несопоставимо с внутригрунтовым происхождением пластов и вполне логично для глетчерного льда.

4) Химический и изотопный состав льда не имеют направленных изменений по разрезу пласта, но испытывают определенные вариации по глубине разреза, вероятно, отражающие изменения условий льдообразования и формирования изотопно-

кислородного состава (Соломатин 1976, 1986, 2005, Belova et al. 2008).

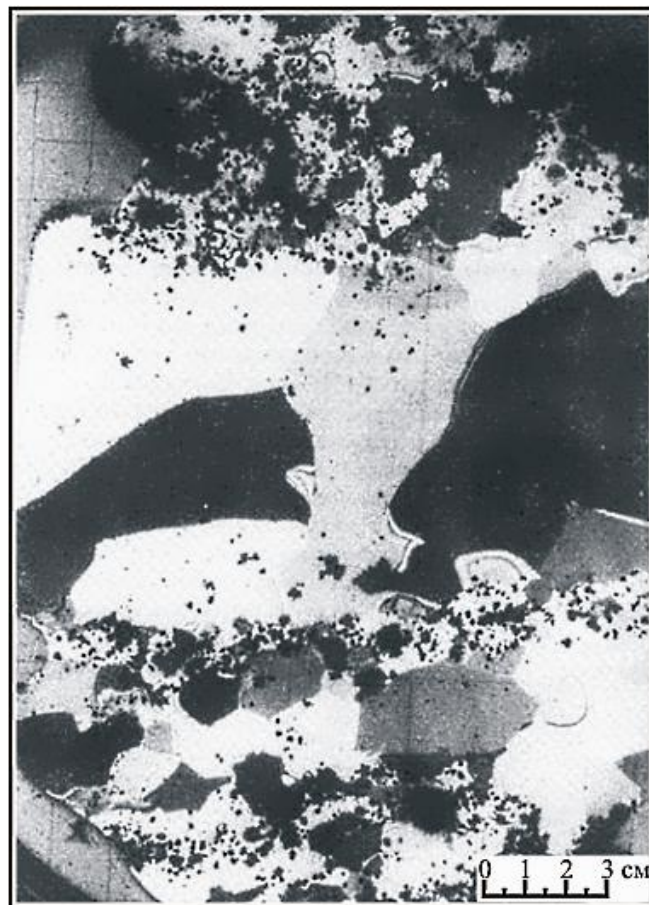


Рис. 4. Сланцеватость, подчеркнутая грунтовыми включениями – следствие послойно-пластических деформаций льда

Это противоречит кристаллизации внутригрунтовой воды в объеме, а также сегрегационному

льдообразованию связанной воды, так как в том и другом случае неизбежно фракционирование состава, направленное обогащение содержания химических элементов и тяжелых изотопов с глубиной.



Рис. 5. Валун в пластовом (глетчерном) льде. Обнажение «Ледяная гора» на Енисее, широта полярного круга. Фото Е.Г. Карпова

5) Во многих случаях пласты, имеющие все типичные особенности строения этого льда, залегают в песчаной толще, что не отвечает условиям развития сегрегационных процессов, даже минимальных масштабов, но уж тем более масштабов пластовых массивов льда (Соломатин 1986).



Рис. 6. Пластовые льды с мощными дислокациями, вскрывающиеся непосредственно под сезонно-талым слоем и не выраженные в рельефе. Западное побережье Байдарацкой губы. Фото Романенко Ф.А.

8) Наконец, внутригрунтовому происхождению пластового льда противоречит отсутствие соответствующих форм пучения в рельефе (Рис. 2, 5). Геоморфологически участки распространения пластовых льдов, как правило, неотличимы от смежных территорий. Наблюдаемый в некоторых

б) Статистически большинство пластов залегает на контакте перекрывающих тонкодисперсных и подстилающих грубодисперсных отложений. Это противоречит механизму инъекционных процессов льдообразования, так как для создания гидростатического и динамического напряжения в водоносном песчаном горизонте необходимо хотя бы частичное его промерзание и сужение, таким образом, площади сечения внутригрунтового потока. Это значит, что инъекционный лед должен располагаться не на контакте водоносного пласта, а на некотором расстоянии ниже от него (Соломатин 1986).

7) Во многих случаях мощные пласты льда перекрыты лишь достаточно тонким слоем мерзлой породы (Рис. 2, 5). Абсолютно не объяснимо, почему вместо внедрения напорной воды по инъекционному типу и деформирования перекрывающей породы с образованием локальной линзы льда и инъекционного бугра пучения, мог бы произойти разрыв мерзлой породы по напластованию на значительное расстояние (до 1 километра?) с поднятием слоя породы без всяких нарушений на высоту до нескольких десятков метров (?). Подобная версия противоречит всем понятиям физики и механики мерзлых пород. Да и сама возможность расклинивания напорной водой низкотемпературной мерзлой породы выглядит неубедительно.

случаях распространения пластовых льдов холмисто-грядовый рельеф совершенно не соответствует мощному внутригрунтовому льдообразованию. Но имеет сходство с рельефом полей мертвого льда отступающих ледников (Соломатин 1986).

Заключение

Следует еще раз подчеркнуть, что при всем разнообразии условий залегания и строения пластовый лед относится к одному морфогенетическому типу: он характеризуется значительными размерами по простиранию, многократно превосходящими вертикальные размеры, несогласным контактом с перекрывающими отложениями, сложным и меняющимся по разрезу и простиранию строением, разнообразными условиями залегания. Считать морфоструктурно единый тип подземного льда полигенетическим, делить его на разные по происхождению образования нет никаких оснований.

Накопленные к настоящему времени материалы, экспериментальные данные и теоретические построения приводят к однозначному выводу, что пластовые льды являются единым и самостоятельным генетическим типом подземных льдов – погребенными остатками глетчеров, возникшими при дегляциации областей древних оледенений.

Благодарности

Статья подготовлена в рамках ГК П516 федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России».

Литература

- Бадю Ю.Б. 2010. Криолитология: учебное пособие. М.: КДУ, 528 с. (на русском языке)
- Белова Н.Г., Соломатин В.И., Романенко Ф.А., Олюнина О.С., Огородов С.А. 2007. Новые данные о пластовых льдах восточного берега Югорского полуострова // Материалы международной конференции «Криогенные ресурсы полярных регионов», Том 1: с. 198-200. (на русском языке)
- Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. 2010. Сопоставление палиноспектров пластовых и глетчерных льдов для криогенетической индикации // Криосфера Земли, т. XIV, №3: с.15-28. (на русском языке)
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Папеш В., Подборный Е.Е., Сулержицкий Л.Д. 2009. Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ^{14}C возраст (Бованенково, Центральный Ямал) // Доклады Российской Академии Наук, Том 428, № 5: с. 675-681. (на русском языке)
- Втюрин Б.И. 1975. Подземные льды СССР. М.: Наука, 215 с. (на русском языке)
- Дубиков Г.И. 2002. Состав и криогенное строение мёрзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 246 с. (на русском языке)
- Ершов Э.Д. 1982. Криолитогенез. М.: Недра, 210 с. (на русском языке)
- Пармузина О.Ю. 1978. Криогенное строение и некоторые особенности льдовыведения в сезонно-талом слое // Проблемы криолитологии, вып. 7: с. 141-164. (на русском языке)
- Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. 2010. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // Доклады Российской Академии Наук, Том 432, №2: с. 264-266. (на русском языке)
- Соломатин В.И. 1976. Пластовые льды в нижнем течении р. Енисей (на примере разреза Селякино) // Проблемы криолитологии, Вып. V: с. 87-94. (на русском языке)
- Соломатин В.И. 1977. Ископаемые реликты ледникового льда на севере Западной Сибири // МГИ, Вып. 29: с. 233-240. (на русском языке)
- Соломатин В.И. 1986. Петрогенез подземных льдов. М.: Наука, 215 с. (на русском языке)
- Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В. 1993. Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // МГИ, Вып. 77: с. 139-147. (на русском языке)
- Соломатин В.И. 2005. Глетчерный лед в криолитозоне // Криосфера Земли, № 2, т. 9: с. 78-84. (на русском языке)
- Фотиев С.М. 2011. Механизм формирования инъекционных жил льда и гидролакколитов // Криосфера Земли, Том 15, №2: с. 44-55. (на русском языке)
- Astakhov, V.I., Kaplyanskaya, F.A. & Tarnogradsky, V.D. 1996. Pleistocene Permafrost of West Siberia as a Deformable Glacier Bed. Permafrost and Periglacial Processes, Vol 7: 165-191.
- Belova, N.G., Solomatin, V.I. & Romanenko, F.A. 2008. Massive Ground Ice on the Ural Coast of the Baydaratskaya Bay, Kara Sea, Russia. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, US, vol.1, 107-112.
- Fritz, M., Wetterich, S., Meyer, H., Schirmermeister, L., Lantuit, H. & Pollard, W.H. 2011. Origin and Characteristics of Massive Ground Ice on Herschel Island (Western Canadian Arctic) as revealed by Stable Water Isotope and Hydrochemical Signatures. Permafrost and Periglac. Process., 22: 26-38.
- Murton J.B., Whiteman C.A., Waller R.I., Pollard W.H., Clark I.D., Dallimore S.R. 2005. Basal ice facies and supraglacial melt-out till of the Laurentide Ice Sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada. Quaternary Science Reviews 24: 681-708.
- Waller R.I., Murton J.B. & Knight P.G. 2009. Basal glacier ice and massive ground ice: different scientists, same science? // In: Knight, J. & Harrison, S. (eds) Periglacial and Paraglacial Processes and Environments. The Geological Society, London, Special Publications, 320: 57-69.



Ледовый комплекс Западного Таймыра

И.Д. Стрелецкая

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
кафедра криолитологии и гляциологии, Москва, Россия*

А.А. Васильев

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия

Реферат

Представлены результаты изучения ледового комплекса Западного Таймыра. Западный Таймыр представляет собой естественную границу распространения ледового комплекса. В отличие от Якутии и Аляски ледовый комплекс Западного Таймыра имеет меньшую мощность, включает менее крупные ледяные сингенетические жилы, имеет более молодой возраст. Ледовый комплекс Западного Таймыра сформировался в два этапа. Нижний горизонт сформировался в конце плейстоцена, повторно-жильные льды имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав, и легкий состав изотопов кислорода. Верхний горизонт сформировался в холодные периоды голоцена и характеризуется хлоридно –натриевым составом и более тяжелым составом изотопов кислорода. Содержание органического углерода в верхнем горизонте выше по сравнению с нижним горизонтом. Сделан вывод о смене природных условий на границе плейстоцена-голоцена.

Ключевые Слова: Изотопный состав; ледовый комплекс; плейстоцен; повторно-жильные льды.

Введение

Ледовый комплекс (ЛК) представляет собой уникальное природное образование. Это сильнольדיстые отложения, преимущественно пылеватого состава, с мощными сингенетическими полигонально-жильными льдами (ПЖЛ), неоднородные в отношении генезиса и возраста слагающих слоев. Исследования ЛК проводились на Чукотке (Kotov 2002), Аляске (Williams & Yeend 1979, Lawson 1983, Carter 1988, Hamilton et al. 1988, Hopkins & Kidd 1988, Kanevskiy et al. 2008, Kanevskiy et al. 2011), на Севере Канады (Fraser & Burn 1997, Kotler & Burn 2000, Froese et al. 2009). В Якутии отложения ЛК исследованы на побережье моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря и в континентальной части (Meyer et al. 2002, Romanovskii et al. 2004, Grosse et al. 2007, Зигерт и др. 2009, Романенко и др. 2011). Предполагалось (Tomirdiaro & Chernen'kiy 1987), что область распространения ЛК протягивается до полуострова Таймыр. Западная граница распространения ЛК не установлена.

Несмотря на длительную историю изучения ЛК, до сих пор не достигнута единая точка зрения об условиях формирования, генезисе и возрасте отложений. ЛК часто называют «едомой», «едомыми отложениями», а на побережьях и арктических островах восточной Сибири «едомой шельфового типа». Большинство российских исследователей считает ЛК верхнеплейстоценовым полигенетическим образованием, в котором основная роль принадлежит эоловым, аллювиальным, делювиальным и солифлюкционным отложениям. Однородность состава и сходство криогенного строения отложений связаны с глубокой криогенной переработкой пород (Конищев 1981).

Отложения ЛК на Таймыре исследовались в районах озер Таймыр и Лабаз (Чижов и др. 1997, Деревягин и др. 1999, Siegert et al. 1999). По мнению В.Ф.

Болиховского (1987) отложения ЛК встречаются на Ямале и Гыдане.

Верхнеплейстоценовые отложения, которые по многим признакам можно отнести к ЛК, но обладающие региональными особенностями, исследовались на западном побережье Таймыра на протяжении 200 километров от п. Диксон (73°31'с.ш./80°34'в.д.) до полярной станции Сопочная Карга (71°88'с.ш./82°68'в.д.).

Полевые работы были организованы географическим факультетом МГУ, ВНИИОкеангеология и Институтом криосферы Земли СО РАН в рамках научной программы проведения Международного Полярного Года.

Район исследований

Территория западного Таймыра находится под влиянием циркуляционных процессов средних широт и характеризуется морским арктическим климатом в районе п. Диксон и субарктическим в районе Сопочной Карги. Район характеризуется суровыми климатическими условиями, средняя многолетняя температура января за период метеонаблюдений составляет -28.1°C в Диксоне и – 30.7°C в Сопочной Карге (www.meteoinfospace.ru).

Район расположен в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород мощностью до 500-700 м с низкими среднегодовыми температурами пород -9...-11°C. В районе п. Диксон маломощные четвертичные отложения лежат на скальных породах между низкими мысами и шхерами, сложенными диабазами. К югу от п. Диксон разрез четвертичных толщ имеет двухслойное строение. В основании разреза залегают засоленные пески супеси и глины морского генезиса, мощность которых в районе мыса Сопочная Карга более 100 м. Верхняя часть разреза представлена аллювиальными,

склоновыми, озерными, биогенными отложениями и отложениями ЛК мощностью 10-20 м.

Методы исследования

Строение, свойства и особенности залегания ЛК Западного Таймыра изучены в полевых условиях в разрезах на ключевых участках Сопочная Карга, устье реки Крестьянки и Диксон (Стрелецкая & Васильев 2009, Streletskaia et al. 2011). В отложениях ЛК и подстилающих их пород определялись льдистость, гранулометрический и минералогический состав, степень засоления, состав водно-растворимых солей, содержание органического углерода. Анализы выполнены в лаборатории литологии и геохимии ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург). Грануло-минералогический анализ выполнен аналитиком А.В.Сурковым. Определение абсолютного возраста органических включений в отложениях ЛК выполнено в Лаборатории геологии и

палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН.

В пробах воды из расплавов жильных льдов определялось содержание кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD), химический состав льда. Определение содержания стабильных изотопов кислорода и водорода выполнено в Изотопной лаборатории института Полярных и Морских исследований им. Альфреда Вегенера (Германия) (Isotope Laboratory of Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Research Unit Potsdam). Оценка значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD проводилась в промилле по отношению к «стандарту средней океанической воды» с погрешностью 0.1 ‰ и 1 ‰ соответственно. Гидрохимические исследования проведены по стандартной методике в лаборатории литологии и геохимии ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург).

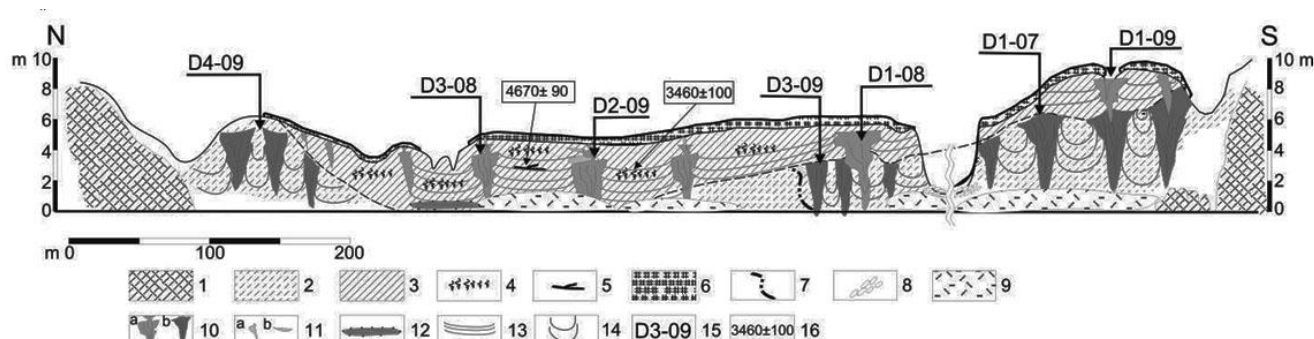


Рис. 1. Схема строения берегового обрыва в районе п. Диксон (по Стрелецкая и др. 2011): 1- коренные породы; 2- супеси; 3- супеси оторфованные; 4- автохтонный торф, нитевидные корешки растений; 5- древесные остатки; 6- дернина; 7- граница грунтовой жилы; 8- галька; 9- пляж; 10-полигонально-жильные льды: а - верхний ярус жил, б - нижний ярус жил; 11- растущие ледяные жилы (а), линзы льда (б); 12- фирн; 13- поясковые криогенные текстуры горизонтальные; 14- поясковые криогенные текстуры изогнутые; 15 - номер расчистки; 16 – возраст органических включений.

Результаты

Наиболее полный разрез отложений ЛК изучен в районе п. Диксон, где в береговом обрыве вскрываются два яруса сингенетических ПЖЛ (рис. 1). Отложения ЛК сильно льдистые (суммарная влажность превышает 86%) с характерной для сингенетических отложений ритмично-слоистой (поясковой) текстурой. Толщина поясков 0,5-1,0 см, расстояние между ними от 3 до 12 см. Криотекстура между поясками – сетчатая, атакситовая и массивно-мерзлая, а вблизи поясков – микро-линзовидно-слоистая. На участках примыкания шлиров к ледяным жилам пояски загнуты вверх или вертикальны. Видимая мощность отложений ЛК составляет около десяти метров, но ПЖЛ уходят под уровень моря, что позволяет предположить большую мощность отложений.

Отложения, вмещающие сингенетические жилы льда, однородны и состоят из частиц пылеватой размерности, количество которых с глубиной увеличивается от 82 до 96 %. Среди пылеватых частиц преобладает крупная пыль (0.05-0.01 мм). Исследования минералогического состава тяжелых

минералов в отложениях ЛК показали, что источником вещества являлись местные коренные породы, основного состава. Мелкозем, образующийся при разрушении глыб, представлен сростками оливина-плаггиоклаза-ильменита, неокатанных зерен оливина и ильменита, кварца и обломков каменного угля. Во всех пробах из отложений ЛК минералы в ряду ильменит-гранат-турмалин дифференцированы по плотности. В породе повсеместно присутствуют уплощенные обломки базальтов пылеватой размерности. Известно, что базальт быстро разрушается, поэтому присутствие невыветрелых угловатых обломков в дисперсных породах свидетельствует о близком источнике сноса материала.

Содержание органического углерода в осадках, включающих верхний ярус льдов, составляет 0.6-1.2% и достигает 2.1 % за счет включений прослоев торфа и фрагментов древесины. По результатам радиоуглеродного датирования верхний горизонт отложений отложения накапливался от 9 до 3.5 тыс. лет назад (Гусев и др. 2011).

В отложениях ЛК, включающих ПЖЛ нижнего яруса, общее содержание органического углерода составляет до 0.6%. Органический материал

равномерно рассеян по разрезу, крупных включений растительных остатков нет.

Результаты анализа изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD) ПЖЛ показывают изменения значений в диапазоне от -26.8 ‰ до -20.1 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) и от -205.0 ‰ до -150.4 ‰ (δD). ПЖЛ верхнего яруса имеют изотопный состав от -21.7 ‰ до -19.5 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) и от -161 ‰ до -147 ‰ (δD). Изотопный состав ПЖЛ нижнего яруса на 6 ‰ легче: меняется от -24.3 ‰ до -26.8 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от -205 ‰ до -184 ‰ для δD . В настоящее время в районе п. Диксон растущие ледяные ростки жил имеют более тяжелый изотопный состав от -17.1 ‰ до -16.2 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и от -124 ‰ до -118 ‰ для δD (Streletskaia et al. 2011).

Минерализация льда возрастает от 63.5 мг/л (ПЖЛ верхнего яруса) до 360.5 мг/л (ПЖЛ нижнего яруса). В ПЖЛ верхнего яруса среди анионов преобладает Cl^- , среди катионов Na^+ . В химическом составе жильных льдов нижнего яруса преобладают HCO_3^- и Ca^{++} .

Дискуссия

Содержание стабильных изотопов в ПЖЛ нижнего яруса ЛК в районе Диксона в среднем составляет -26.0 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и -198.4 ‰ для δD . Для них также характерно преобладание HCO_3^- и Ca^{++} в химическом составе льда. Такие же показатели изотопного и химического состава характерны для ПЖЛ мощностью до 10 м в отложениях II террасы р. Енисей высотой 10-15 м в районе Сопочной Карги (Стрелецкая & Васильев 2009), формирование которой закончилось 10 000 лет назад (Гусев и др. 2011). ПЖЛ нижнего яруса в районе п. Диксон сформировались в условиях последнего криохрона (МИС 2). Гидрокарбонат кальциевый состав ПЖЛ указывает, что зимние осадки формировались над сушей, которая занимала современный шельф после регрессии моря во время последнего криохрона, вплоть до изобаты 120 м (рис. 2).

Сингенетические ПЖЛ также росли на острове Свердруп и других Арктических островах (Тарасов и др. 1995, Романенко и др. 2001). Суровые зимы времени формирования ПЖЛ нижнего яруса реконструируются по изотопному составу льда. Температурные оценки (Васильчук 1992) показывают, что январские температуры в районе Диксона понижались до $-40 \pm 3^\circ\text{C}$, что примерно на $10-12^\circ$ ниже современных зимних температур.

Изотопный и химический состав ПЖЛ верхнего яруса в районе п. Диксон отражает смену природных условий в начале голоцена. Содержание стабильных изотопов в ПЖЛ верхнего яруса ЛК в районе Диксона в среднем составляет -20.7 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и -154.4 ‰ для δD . Преобладание среди анионов Cl^- и среди катионов Na^+ в химическом составе ПЖЛ свидетельствует о возрастающей роли моря в составе атмосферных осадков в голоцене. Январские температуры времени накопления верхнего яруса голоценовых ПЖЛ были близки к современным, или немного ниже. Активное растрескивание и рост сингенетических ПЖЛ связаны с малоснежными зимами в голоцене.

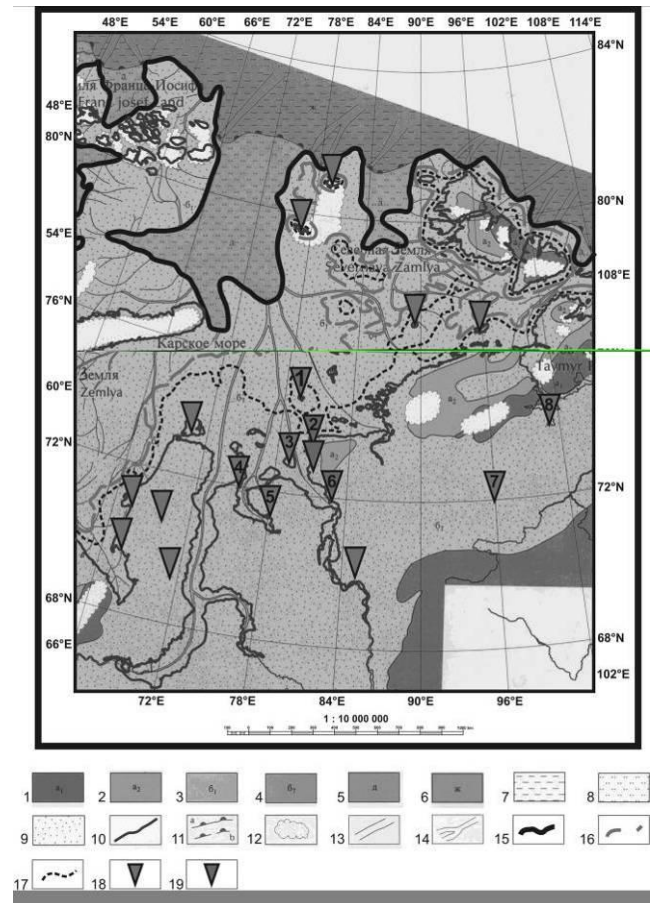


Рис. 2. Relict ice wedges in Late Pleistocene – Holocene, Kara sea (using the Atlas of paleogeographic maps (2004) and R. Stein et al (2002) with additions. 1 –highlands; 2 –hills and lowlands; 3 –alluvial and lacustreme plans; 4 –river valleys and temporary lakes; 5 –continental shelf; 6 –oceanic areas; 7 –mud, clay/mudstone, shale; 8 –silt, siltstone; 9 –sand, sandstone; 10 –present day coastline; 11 –shelf edge at time of map a) determined b) inferred; 12 –ice sheets; 13 –submarine trench, canyon or channel; 14 –river palaeovalley, submerged during transgressive phase; 15 –coastline at 18 000 y; 16 –coastline at 11 000 y; 17 –coastline at 9 000 y; 18 –relict ice wedges; 19 –key relict ice wedges sites. Участки с ПЖЛ, в которых изучался изотопный состав (см. таблицу): 1 - о. Свердруп, 2 - п. Диксон, 3 - о. Сибирякова, 4- Гыданская губа (западный берег), 5 - Гыданская губа (восточный берег), 6 - Сопочная Карга, 7 - оз. Лабаз, 8 - оз. Таймыр

Криогенное строение ЛК Западного Таймыра, Якутии, Чукотки, Аляски и Канады похоже. Осадки ЛК накапливались и промерзали в условиях повышенного льдонакопления в основании деятельного слоя.

Изотопный состав ПЖЛ в верхнеплейстоценовых отложениях, сформировавшихся 12-25 тыс. лет назад, в регионе меняется в узком диапазоне. В голоценовых ПЖЛ изотопный состав отражает более высокую температуру зимой и влияние моря. Количество стабильных изотопов кислорода в ПЖЛ уменьшается от побережий вглубь полуострова (таблица).

Таблица. Средний изотопный состав ПЖЛ в четвертичных отложениях.

Участки с ПЖЛ (см. рис. 2)	Возраст отложений тыс. лет назад							
	>25		12-25		< 10		<1	
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰
о. Свердруп ¹			-24,9	-188,8	-19,9	-143,1		
п. Диксон			-26,0	-198,4	-20,7	-154,4	-20,7	-154,1
о.Сибирякова					-19,9	-149,9		
Гыданская губа (западный берег)			-24,4	-186,3	-20,8	-156,5		
Гыданская губа (восточный берег)					-18,7	-140,7		
Сопочная Карга			-26,0	-199,5	-20,3	-149,7	-16,6	-120,6
оз. Лабаз ²	-30,2	-230,6			-23,0	-172,2		
оз. Таймыр ³	-29,5	-228,2	-25,3	-196,5	-23,1	-171,4	-20,4	-155,4

¹ Романенко и др. 2001, 2011, ² Чижов и др.1997, ³ Деревягин и др. 1999.

Изотопный состав ПЖЛ западного Таймыра верхнеплейстоцен-голоценового возраста близок по значениям изотопному составу ПЖЛ на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (Magens 2005, Романенко и др. 2011). Сходство условий льдообразования от Таймыра до Аляски позволяет использовать изотопные данные, как корреляционные метки (Романенко и др. 2011).

По соотношению песчаной, пылеватой и глинистой фракции отложения ЛК в районе п. Диксон почти не отличаются от отложений ЛК известных разрезов берегов Приморских низменностей Якутии (Шеломского Яра, Останцового Яра, Оягосского Яра) и Аляски (рис. 3).

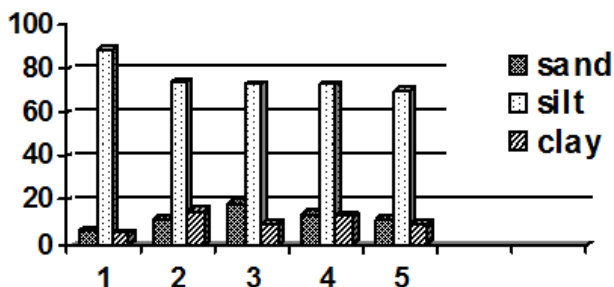


Рис. 3. Соотношение (доли частиц в %) песчаной (0,05-2,0 мм), пылеватой (0,05-0,005 мм) и глинистой (<0,005 мм) фракций в отложениях ЛК западного Таймыра (по материалам авторов), побережья Восточно-Сибирского моря (Tomirdiario & Chernen'kiy 1987) и Alaska, Ikillik River exposure (Kanevskiy et al. 2011).

1 – п. Диксон; 2 - Шеломский Яр; 3 - Останцовый Яр; 4 - Оягосский Яр; 5 - Alaska, Ikillik River exposure.

Продукты криогенного выветривания сносились с поверхностей водоразделов, значительную роль при этом играли и эоловые процессы. Литологические особенности отложений ЛК и их залегание на склонах и в понижениях рельефа могут быть объяснены широким распространением нивальных процессов в эпохи похолоданий (Куницкий 2007). Современные

снежники широко распространены на склонах в районе п. Диксон.

Наши данные и результаты К. Зигерт и др. (2009) не подтверждают утверждение (Tomirdiario & Chernen'kiy 1987) о возрастании роли тонкодисперсного материала в отложениях ЛК «по мере удаления от обрамляющих горных массивов», что объяснялось механической дифференциацией материала и его эоловым переотложением.

Содержание органического углерода в отложениях ЛК в период перехода последнего криохрона (МИС 2) к голоцену западного Таймыра возрастает. Высокое содержания органического углерода в голоценовых осадках отмечается в других районах распространения ЛК (Siegert et al. 1999, Деревягин и др. 1999, Зигерт и др., 2009).

Выводы

Побережье западного Таймыра представляет собой самую западную область распространения отложений ЛК последнего криохрона. В отличие ЛК Якутии ЛК западного Таймыра имеет меньшую мощность (до 12 м), включает менее крупные сингенетические ПЖЛ, сформировался в конце плейстоцена – голоцене. ЛК Западного Таймыра имеет более молодой возраст по сравнению с ЛК Якутии и Аляски.

Соотношение песчаной, пылеватой и глинистой фракций, криогенное строение отложений ЛК западного Таймыра похоже на разрезы ЛК Сибири, Чукотки, Аляски и Канады. Минералогический состав тяжелых минералов свидетельствует о близости источников сноса материала.

Формирование ЛК западного Таймыра происходило в два этапа: в конце плейстоцена (МИС2) и в холодные периоды голоцена. На это указывает строение разреза и различный химический и изотопный состав ПЖЛ. Более легкий состав изотопов кислорода (-26-25‰) и преобладание ионов кальция и гидрокарбоната характерны для ПЖЛ позднего плейстоцена, более тяжелый изотопный состав (-19-21 ‰) и преобладание ионов натрия и хлора - для ПЖЛ голоцена.

В голоцене рост сингенетических жил шел при заполнении термокарстовых депрессий,

сформировавшихся в климатический оптимум голоцена, пылеватыми осадками. В разрезах преобладает переработанный материал доголоценовых отложений ЛК. Верхний голоценовый горизонт ЛК содержит больше органического материала по сравнению с нижним позднелейстоценовым горизонтом.

Благодарности

Работы выполнены при спонсорской поддержке ConocoPhillips Russia Inc.

Литература

- Carter, L.D. 1988. Loess and deep thermokarst basins in Arctic Alaska. *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost*. Tapir publishers, Trondheim, Norway, pp. 706–711.
- Fraser, T.A. & Burn, C.R. 1997. On the nature and origin of “muck” deposits in the Klondike area, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34, 1333–1344.
- Froese, D.G., Zazula, G.D., Westgate, J.A., Preece, S.J., Sanborn, P.T., Reyes, A.V. & Pearce, N.J.G. 2009. The Klondike goldfields and Pleistocene environments of Beringia. *GSAToday* 19(8), 4–10. doi:10.1130/GSATG54A.1.
- Grosse, G., Schirrmeister, L., Siegert, C., Kunitsky, V., Slagoda, E.A., Andreev, A.A. & Dereviagin, A.Y. 2007. Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in northeast Siberia during the Late Quaternary. *Geomorphology* 86, 25–51.
- Hamilton, T.D., Craig, J.L. & Sellmann, P.V. 1988. The Fox permafrost tunnel: a late Quaternary geologic record in central Alaska. *Geological Society of America Bulletin* 100, 948–969.
- Hopkins, D.M. & Kidd, J.G. 1988. Thaw lake sediments and sedimentary environments. *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost*. Tapir publishers, Trondheim, Norway, pp. 790–795.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson, M.T. & Stephani E. 2011. Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure, Quat. Res. doi:10.1016/j.yqres.2010.12.003.
- Kanevskiy, M., Fortier, D., Shur, Y., Bray, M. & Jorgenson, T. 2008. Detailed cryostratigraphic studies of syngenetic permafrost in the winze of the CRREL permafrost tunnel, Fox, Alaska. In: Kane, D.L., Hinkel, K.M. (Eds.), *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, June 29–July 3, 2008, Fairbanks, Alaska: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, vol. 1, pp. 889–894.
- Kotler, E. & Burn, C.R. 2000. Cryostratigraphy of the Klondike “muck” deposits, westcentral Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 849–861.
- Kotov, A.N. 2002. Environment of cryolithogenesis of Ice Complex of Chukotka in the late Pleistocene. *Earth Cryosphere VI* (3), 11–14. (in Russian).
- Lawson, D.E. 1983. Ground ice in perennially frozen sediments, northern Alaska. *Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost*. National Academy Press, Washington, DC, pp. 695–700.
- Magens, D. 2005. Late Quaternary climate and environmental history of Siberian Arctic – permafrost Records from Cape Mamontovy Klyk, Laptev Sea. Diploma Thesis. University Kiel.
- Meyer, H., Dereviagin, A., Siegert, C., Schirrmeister, L. & Hubberten, H.-W. 2002. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia—hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes* 13, 91–106.
- Romanovskii, N.N., Hubberten, H.-W., Gavrilov, A.V., Tumskoy, V.E. & Kholodov, A.L. 2004. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands. *Quaternary Science Reviews* 23, 1359–1369.
- Siegert, C., Dereviagin, A.Y., Shilova, G.N., Hermichen, W.-D. & Hiller, A. 1999. Paleoclimate indicators from permafrost sequences in the Eastern Taymyr Lowland. In H. Kassens, H.A. Bauch, I.A. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, L.A. Timokhov (Eds.), *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamic and History*. Berlin: Springer-Verlag, Heidelberg, 477–499.
- Stein R., Niessen F., Dittmers K., Levitan M., Schoster F., Simstich J., Steinke T., & Stepanets, O. 2002. Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results. *Polar Research* 21(2): 315–322.
- Streletskaia, I., Vasiliev, A. & Meyer H. 2011. Isotopic Composition of Syngenetic Ice Wedges and Palaeoclimatic Reconstruction, Western Taymyr, Russian Arctic. *Permafrost and Periglac. Process.* 22: 101–106. Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/ppp.707.
- Tomirdiaro, S.V. & Chernen'kiy, B.I. 1987. Cryogenic-eolian deposits of east Arctic and Sub-Arctic. Moscow: Nauka, 196 pp. (in Russian).
- Williams, J.R. & Yeend, W.E. 1979. Deep thaw lake basins in the inner Arctic Coastal Plain, Alaska. In: Johnson, K.M., Williams, J.R. (Eds.), *U.S. Geological Survey in Alaska: accomplishments during 1978: USGS Circular*, 804-B, pp. B35–B37.
- Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Главный редактор М.Н. Алексеев 2004., т.2., М., Научный Мир, с. 13.12
- Болиховский В.Ф. 1987. Едомные отложения Западной Сибири. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. К XII конгрессу ИНКВА (Канада, 1987). М.: Наука, с. 128–135.
- Васильчук Ю.К. 1992. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М., РИО Мособлупрополиграфиздат, т.1, 420 с., т.2, 264 с.

- Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е. 2011. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики, № 2 (88), с. 36-44.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С., Хуббертен Г.В., Зигерт К. 1999. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли. Т.3. №3. С.41-49.
- Зигерт К., Куницкий В.В., Ширмейстер Л. 2009. Отложения ледового комплекса – архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. Ответственные редакторы: Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде, Е.И. Полякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, с. 317-332.
- Конищев В.Н. 1981. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск, Наука, 197 с. (на русском языке)
- Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис.... д-ра геогр. наук, Якутск, 2007. 46 с. (на русском языке)
- Романенко Ф.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. 2001. Подземные льды на островах у берегов Таймыра. МГИ, 91, с. 129-137. (на русском языке)
- Романенко Ф.А., Николаев В.И., Архипов В.В. 2011. Изменение изотопного состава природных льдов побережья Восточно-Сибирского моря: географический аспект. Лед и снег, 1(113), с.93-104.
- Стрелецкая И.Д. и Васильев А.А. 2009. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли, т. XIII, № 3, с.59.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Гусев Е.А., Опокина О.Л. 2011. Подземные льды Енисейского Севера. Результаты Международного Полярного года // Материалы Четвертой конференции геокриологов России. МГУ им. М.В.Ломоносова, 7-9 июня 2011 г.Т.2. Часть 5.М.: Университетская книга, с.161-166.
- Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палинostrатиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т.3. №2, с. 98-104.
- Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Симонов Е.Ф., Хуббертен Г.В., Зигерт К. 1997. Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз (Таймыр). Криосфера Земли, т. 1, №3, с. 79-84.

Исследование изменений площадей термокарстовых озер на основе анализа космических снимков

Т.В. Тарасенко, В.И. Кравцова

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Россия

Реферат

Термокарстовые озера рассматриваются рядом авторов как индикатор состояния криолитозоны при современных изменениях климата. В таких работах основное внимание уделяется изменению площадей термокарстовых озер в связи с увеличением температуры воздуха. В результате увеличения площади озер в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород связывают с активизацией термокарстового процесса (таяние многолетнемерзлых пород приводит к образованию озер), а сокращение площади озер в зоне прерывистого распространения многолетнемерзлых пород связывают с просачиванием воды в оттаявший грунт и влиянием испарения воды из озера. Однако внимание в таких работах практически не уделяется другим факторам, влияющим на изменение площадей озер, в частности атмосферным осадкам. Влияние этого фактора проверено на территории Центральной Якутии, где обнаружено существенное увеличение площадей озер. В результате установлена прямая связь между колебанием площадей озер и колебанием осадков, что ставит под вопрос возможность рассмотрения термокарстовых озер в качестве индикатора состояния криолитозоны без учета разного рода факторов, влияющих на изменение площадей озер.

Ключевые Слова: Изменение площадей озер; колебание осадков; космические снимки; потепление климата; термокарстовые озера.

Обзор работ по изучению динамики термокарстовых озер

Особый интерес к динамике термокарстовых озер отмечается с начала 2000-х годов, когда отечественными и зарубежными учеными был выполнен ряд исследований на основе анализа одновременных космических снимков.

Исследования охватывают области как сплошного, так и прерывистого распространения многолетнемерзлых пород в пределах полуострова Аляска (Fitzgerald & Riordan 2003, Yoshikava & Hinzman 2003, Riordan et al. 2006) и криолитозоны Евразии, в том числе Европейской ее части (Елсаков & Марущак 2011), Западной Сибири (Smith et al. 2005, Кипротин и др. 2008, Брыксина и др. 2009) и России в целом (Кравцова & Быстрова 2009).

Изменения площадей термокарстовых озер в основном изучаются с точки зрения реакции криолитозоны на глобальное потепление климата, термокарстовые озера рассматриваются, как возможные индикаторы состояния многолетнемерзлых пород.

Все исследования основаны на анализе одновременных космических снимков (пары снимков или более): выполнении точной взаимной привязки снимков, их дешифрировании – выделении водных объектов, сравнении распространения озер в разные годы и подсчете количественных характеристик – площадей озер за разные даты. В некоторых районах эти работы сопровождаются полевыми обследованиями.

В качестве основных материалов практически во всех работах используются космические снимки со спутника

Landsat, позволяющие проследить изменения площадей термокарстовых озер с 1970-х по 2000-е гг.

Практически все исследования ориентированы на анализ изменений в пределах эталонных участков или отдельных районов. Исключением является работа Smith с соавторами (2005), в которой анализ был выполнен для обширной территории Западной Сибири в целом. При этом пространственное разрешение использованных снимков Ресурс-01/МСУ-СК составило 150 м – самое низкое среди остальных материалов, а площадь проанализированных озер была более 40 га – самая большая среди анализировавшихся в остальных работах.

Во всех исследованиях, выполненных на территорию Аляски, рассмотрен временной интервал с 1950-х годов, обеспеченный аэрофотоснимками, по 2000-е гг., а в исследованиях, выполненных на территорию Евразии – с 1970-х по 2000-е гг.

Большинство исследователей отмечают относительную стабильность термокарстовых озер в зоне сплошного распространения ММП (Fitzgerald & Riordan 2003, Yoshikava & Hinzman 2003, Riordan et al. 2006, Hinkel et al. 2007, Morgenatner et al. 2008, Grosse et al. 2008). Зафиксированы также незначительные разнонаправленные изменения площадей озер под влиянием локальных факторов (антропогенного воздействия, эрозионной деятельности рек, их меандрирования и др.). Однако работы Smith с соавторами (2005), Кипротина с соавторами (2008) и Брыксиной с соавторами (2009) отмечают увеличение площади озер в зоне сплошного распространения ММП в пределах Западной Сибири на 12%. При этом Smith связывает это увеличение с активизацией термокарстового процесса под влиянием потепления климата (таяние многолетнемерзлых пород приводит к образованию озер). Значительное увеличение площади озер отмечено также в зоне сплошного распространения ММП на территории Центральной Якутии (Кравцова & Быстрова 2009), в районе, где

наблюдается сильное приращение температуры воздуха (Павлов & Ананьева 2004). В качестве возможной причины наблюдаемых изменений предполагалось «омоложение» термокарстового рельефа – расширение существовавших ранее и образование новых озер под влиянием потепления климата.

Почти все исследования отмечают сокращение площади озер в зоне прерывистого распространения ММП под влиянием потепления климата. Уменьшение площади озер связывают с просачиванием воды в оттаявший грунт, а также с влиянием испарения воды из озер. Однако в работе Кравцовой и Быстровой (2009), напротив, отмечено увеличение площади озер на некоторых эталонных участках в этой зоне, в частности в котловинах Забайкалья и на Дальнем Востоке

Самые противоречивые результаты наблюдаются на территории Западной Сибири в зоне сплошного распространения ММП. Smith с соавторами (2005), Кирпотин с соавторами (2008) и Брыклина с соавторами (2009) отмечают увеличение площади озер на 12%, а Кравцова и Быстрова (2009) – уменьшение площади озер. Именно это противоречие побудило провести дополнительное исследование на территории Западной Сибири с целью выявления действительного характера изменений площадей термокарстовых озер.

Динамика площадей термокарстовых озер на территории Западной Сибири

Согласно обзору работ по изучению динамики площадей термокарстовых озер, самые противоречивые результаты наблюдаются на территории Западной Сибири в зоне сплошного распространения ММП. Smith с соавторами (2005), Кирпотин с соавторами (2008) и Брыклина с соавторами (2009) отмечают увеличение площади озер на 12%, а Кравцова и Быстрова (2009) – уменьшение площади озер. Именно это противоречие побудило провести дополнительное исследование на территории Западной Сибири с целью выявления действительного характера изменений площадей термокарстовых озер.

Материалы и методы исследования

Как указывалось, для изучения состояния и динамики термокарста, выполняется анализ космических снимков. Термокарстовые озера достаточно уверенно дешифрируются на космических снимках, что позволяет при наличии пары разновременных снимков в камеральных условиях зафиксировать их изменения.

Изучение изменений термокарстовых озер требует работы в достаточно крупных масштабах, поэтому производится на эталонных участках. Для дополнительного анализа выбрано три эталонных участка, два из которых располагаются в зоне сплошной вечной мерзлоты (в южной части полуострова Ямал и на Гыданском полуострове), а один – в зоне прерывистой вечной мерзлоты (в верховьях реки Надыма) (рис. 1). Выбранные эталонные участки частично перекрываются с

тестовыми участками, проанализированными в работе Кирпотина с соавторами (2008). Это позволяет непосредственно сравнить результаты исследований и выявить причины расхождений.

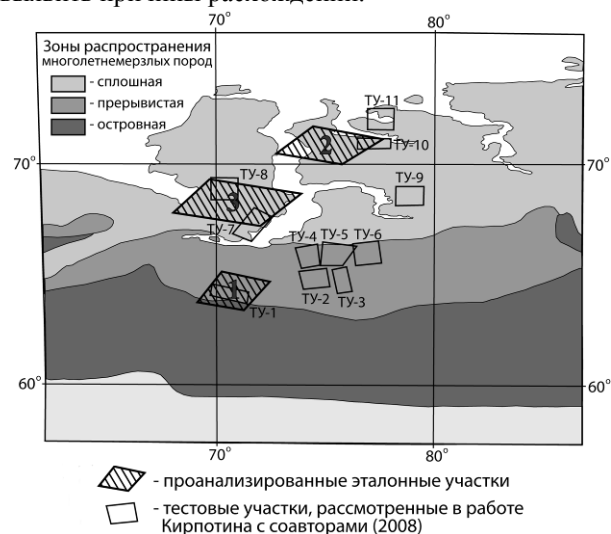


Рис. 1. Карта-схема расположения эталонных участков в Западной Сибири (зонирование многолетнемерзлых пород приведено по работе Кирпотина с соавторами (2008))

В качестве основных материалов были использованы снимки со спутника Landsat. Наличие в фондах таких снимков от начала 1970 годов до 2000 годов, обеспечивающих временной интервал 20–25 лет и возможность получения их через Интернет определили этот выбор. Важной особенностью используемых космических снимков является наличие канала в ближней инфракрасной зоне, обеспечивающего надежное выделение водных поверхностей по яркостным признакам.

При выборе снимков большое значение имеет сезон съемки. Важно использовать разногодичные снимки за один сезон, желательно за близкие даты, иначе возникает опасность принять сезонные изменения за многолетние. Для изучения термокарстовых озер целесообразно применять снимки, полученные в конце лета, так как даже при сходе снежного покрова с земной поверхности на озерах еще долго сохраняется лед, что может быть источником ошибок при выявлении динамики озер (рис. 2а).

Еще одна трудность при выделении озер – наличие теней от облаков, которые изображаются на снимке таким же тоном, что и озера (рис. 2б). Поэтому желательно использовать снимки без облачности.

Чтобы избежать влияния водной растительности, которая может появляться на мелких участках озер, целесообразен анализ нескольких снимков за сезон вегетации и за разные годы. На рис. 3 представлена серия снимков, на которых отобразилось развитие водной растительности на мелких озерах в течение вегетационного периода в разные годы. В начале лета, в июне, озера свободны от растительности, а в августе частично зарастают осокой, которая осенью отмирает и в начале следующего года вновь невидима. Сравнение пары таких снимков за разные годы может привести к неправильным выводам об изменении площади озер.

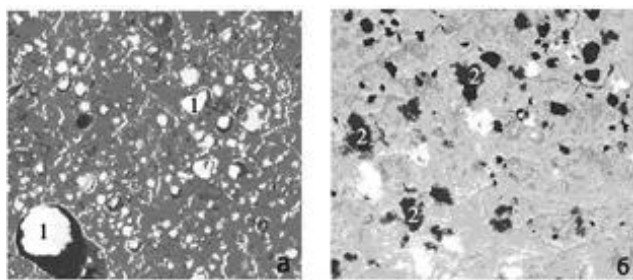


Рис. 2. Трудности при дешифрировании термокарстовых озер на снимках: а – наличие льда на озерах (1), б – наличие теней от облаков (2)

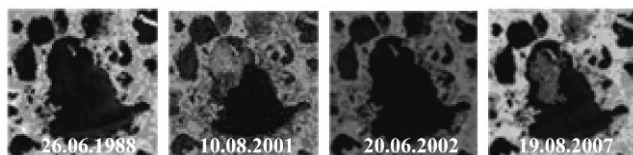


Рис. 3. Серия снимков, демонстрирующая изменения водной растительности в течение сезона вегетации в разные годы

В процессе исследования выполнялось автоматизированное дешифрирование термокарстовых озер в программном пакете ERDAS Imagine на основе классификации с обучением. В программном пакете ArcGIS осуществлялось совмещение разновременных отдешифрированных материалов для каждого участка и выявление изменений термокарстовых озер.

Результаты исследования

Результаты для трех эталонных участков (МГУ) оказались практически идентичны. На **эталонном участке №1** (в верховьях реки Надыма), расположенном в зоне прерывистой многолетней мерзлоты, изменений практически не обнаружено. Наблюдаются единичные осушенные термокарстовые котловины, спуск озер не имеет повсеместного распространения и на нашем участке уменьшение площади озер составило 4%.

Западносибирскими исследователями (ТГУ) на территории представленного эталонного участка было зафиксировано уменьшение площадей термокарстовых озер на 22% (Кирпотин и др. 2008). Однако этими авторами рассматривались лишь наиболее крупные термокарстовые озера (более 20 га), что и может служить объяснением расхождений в уменьшении площадей озер. На наш взгляд, основной причиной осушения таких единичных озер может быть зарастание мелководных котловин или спуск озер под влиянием эрозионной деятельности водотоков, но не просачивание воды в оттаявший грунт под влиянием потепления климата, которое должно было бы приобрести не локальный, а более общий характер.

На **эталонном участке №2** (на Гыданском полуострове), расположенном в зоне сплошного распространения ММП, было также выявлено незначительное уменьшение площадей термокарстовых озер, которое для всего участка в целом составило порядка 3%. Наибольшие изменения термокарстовых озер приходятся на участки, тяготеющие к речным долинам (рис. 4), а на

поверхности плакоров они отсутствуют. Здесь также налицо влияние эрозионной деятельности водотоков.

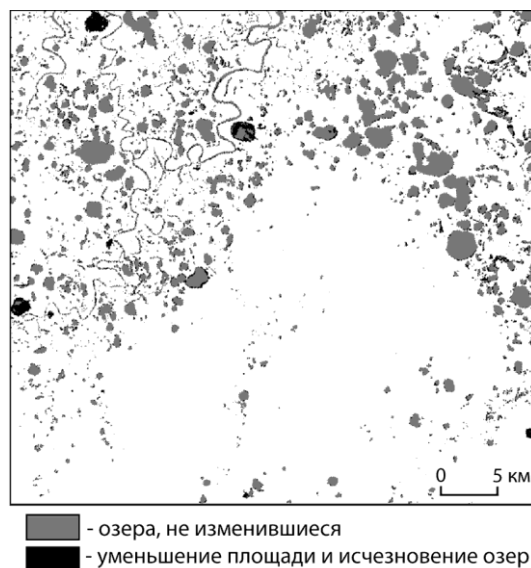


Рис. 4. Схема изменений термокарстовых озер на фрагменте эталонного участка №2 (1985 – 2001 гг.)

В отличие от наших результатов западносибирскими исследователями на тестовом участке ТУ-10, перекрывающемся с нашим, было зафиксировано увеличение площадей термокарстовых озер на 10% (Кирпотин и др. 2008). Причины наблюдаемых разногласий не ясны, увеличение площадей озер в зоне сплошного распространения ММП нами не было зафиксировано. Возможно, местоположение участка ТУ-10 обозначено неверно, но даже с учетом этого – в зоне сплошного распространения ММП мы наблюдаем уменьшение площади некоторых озер, а не увеличение.

На **эталонном участке №3** (в южной части полуострова Ямал, южнее 70° с.ш.), который находится в зоне сплошного распространения ММП, обнаружено, как и на двух предыдущих, уменьшение площадей термокарстовых озер (рис. 5). Этот участок по площади перекрывается с одним из эталонных участков, проанализированных ранее (Кравцова & Быстрова 2009), где также выявлено уменьшение площади озер.

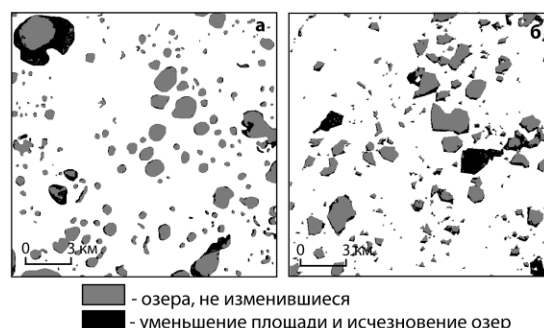


Рис. 5. Схемы изменений термокарстовых озер на фрагменте эталонного участка №3: а - 1985 – 2001 гг., б - 1973 – 2001 гг.

Западносибирскими же исследователями в пределах тестовых участков ТУ-8 и ТУ-7, перекрывающихся с рассматриваемыми, было выявлено увеличение

площадей термокарстовых озер на 7% и 10% соответственно (Кирпотин и др. 2008). Однако в одной из последних работ этого коллектива авторов (Брыксина и др. 2009) отмечается, что в зоне сплошного распространения ММП, расположенной южнее 70° северной широты, площади озер сокращаются, что совпадает с нашими результатами. Таким образом, ранее отмечавшееся в этом районе увеличение площади озер эти авторы признают ошибочным.

Источник расхождений по этому региону кроется, скорее всего, в разных методах анализа разновременных снимков – сплошного картографирования изменений на площади выбранных эталонных участков в работах МГУ (при котором имеется возможным проанализировать каждый случай изменений) и выборочного статистического анализа изменений озер определенной величины – в работах ТГУ.

Динамика площадей термокарстовых озер на территории Центральной Якутии

Другой вопрос связан с выявлением причин увеличения площади озер за период 1976–2000 гг. в зоне сплошного распространения ММП на территории Центральной Якутии (Кравцова & Быстрова 2009). Действительно ли потепление климата могло способствовать расширению существовавших ранее и образованию новых термокарстовых озер? Ведь именно в этом районе наблюдается сильное приращение температуры воздуха (Павлов & Ананьева 2004). В связи с этим было принято решение провести исследование с анализом причин наблюдаемых изменений, в частности, с учетом влияния атмосферных осадков. Проанализированы были межгодовые и многолетние изменения площадей озер.

Материалы и методы исследования

Методы исследования аналогичны указанным выше при рассмотрении динамики площадей термокарстовых озер Западной Сибири. Исследование в пределах Центральной Якутии основано на анализе двух эталонных участков: №1 “Виллюй” и №2 “Лена” (рис. 6).

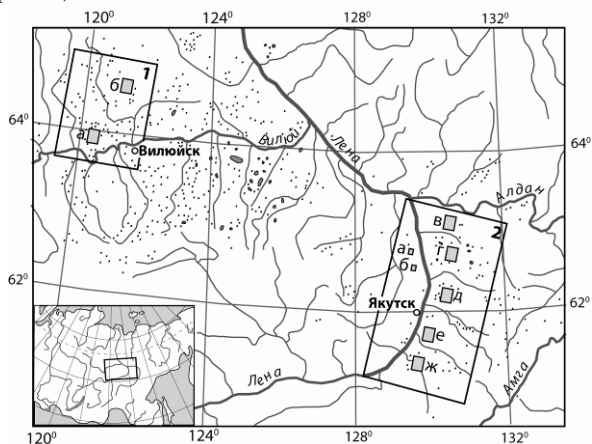


Рис. 6. Расположение эталонных участков (1 – “Виллюй”, 2 – “Лена”) и ключевых (а–ж) фрагментов

В качестве основных материалов также были использованы снимки со спутника Landsat 1970-х и 2000-х годов, использовались также аэрофотоснимки 1950-х годов, любезно предоставленные для работы ОАО ПНИИИС и позволившие проследить изменения площади озер с 1950 по 1973 г.

В процессе исследования выполнялось автоматизированное дешифрирование термокарстовых озер в программном пакете ERDAS Imagine на основе классификации с обучением, а в программном пакете ArcGIS осуществлялось совмещение разновременных отдешифрированных материалов для каждого участка и выявление изменений термокарстовых озер.

Результаты исследования

В процессе исследования межгодовых изменений термокарстовых озер проанализирован временной интервал с 2000 по 2009 год, обеспеченный повторными снимками (2002, 2007). На территории эталонного участка «Виллюй» проанализировано два фрагмента, а на территории эталонного участка «Лена» – четыре. Для каждого фрагмента составлены графики соответствующих изменений (рис. 7).

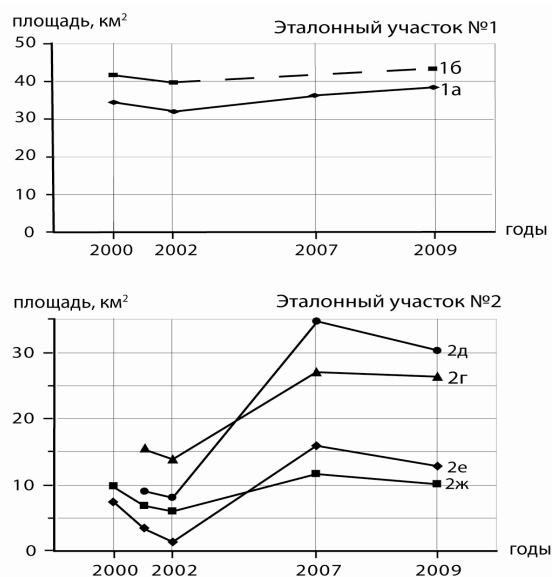


Рис. 7. Графики годовых изменений площадей озер на эталонных участках

Как следует из графика, на территории эталонного участка №1 изменения озер за 2000–2002 гг. минимальны. Наблюдается слабое уменьшение их площадей в отдельных аласных котловинах. С 2002 по 2009 год, напротив, наблюдается увеличение площадей термокарстовых озер. Для эталонного участка №2 также было зафиксировано незначительное уменьшение площадей озер с 2000 по 2002 год и существенное увеличение с 2002 по 2007 год, после 2007 года отмечается некоторое уменьшение площади озер.

Для выявления причин наблюдаемых изменений для станций Виллюйск и Якутск были построены графики нормированной разностной интегральной кривой годовых сумм осадков (рис. 8). Согласно Батталову (1968) такие графики дают более наглядное представление о циклических колебаниях

атмосферных осадков. На графиках рассмотрен широкий временной диапазон с 1948 по 2008 год, что позволяет учесть долгопериодные колебания атмосферных осадков при анализе многолетних изменений озер.

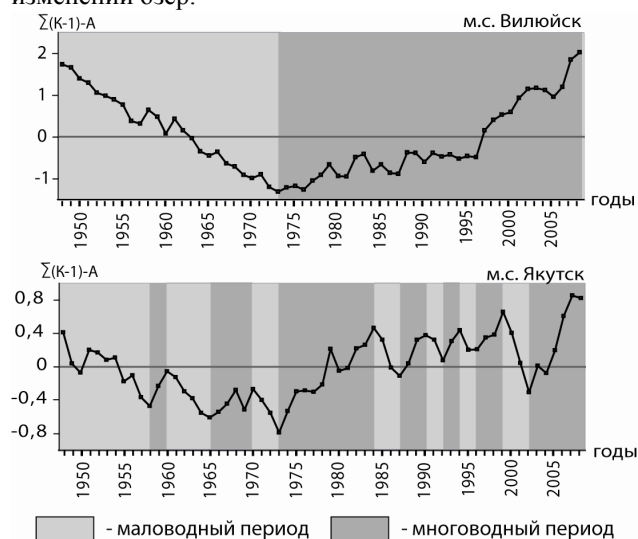


Рис. 8. Нормированные разностные интегральные кривые годовых сумм осадков

При сопоставлении графиков годовых изменений площадей озер с нормированными разностными интегральными кривыми наблюдается существенная аналогия: уменьшению площадей озер с 2000 по 2002 год соответствует маловодная фаза, увеличению с 2002 по 2007 год — многоводная. Единственное исключение составляет уменьшение площадей озер на территории эталонного участка №1 с 2000 по 2002 год в период многоводной фазы, что объясняется частичным спуском озер водотоками.

В связи с отсутствием космических снимков, позволяющих выполнить дешифрирование озер на всей площади на каждый год, на территории эталонного участка №2 были более детально рассмотрены изменения отдельных крупных озер, которые можно было наблюдать ежегодно в разрывах между облаками. Для этих озер по снимкам реализован непрерывный ряд ежегодных измерений с 2001 по 2009 год. В изменениях их площади, как видно из рис. 9, прослеживается прямая связь с атмосферными осадками, однако уменьшение сумм осадков всего за один год, при достаточно многоводном предшествующем, не сказывается на изменении площадей озер, в то время как изменение сумм осадков, по крайней мере за два года, ведет к изменению площадей озер.

Во всех рассмотренных случаях колебание площадей озер следовало за колебанием суммы атмосферных осадков. Наблюдается прямая зависимость: увеличение суммы атмосферных осадков влечет за собой увеличение площадей озер, а уменьшение суммы атмосферных осадков — уменьшение площадей.

Многолетние изменения (изменения за длительный период времени в 20 – 30 лет) удалось проследить лишь на эталонном участке “Вилюй”, для которого характерны продолжительные маловодные и многоводные периоды. На территории эталонного

участка “Лена” наблюдается частое чередование краткосрочных многоводных и маловодных периодов (по 2–3 года), что и определяет разнонаправленное изменение площадей озер.

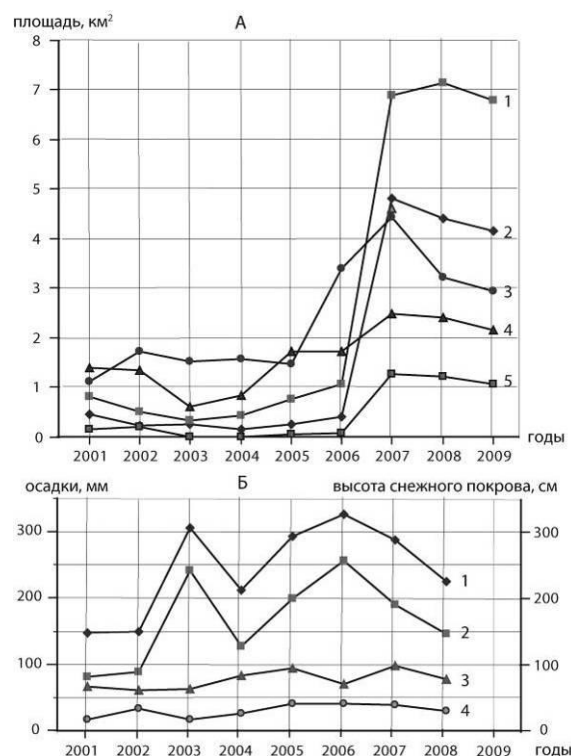


Рис. 9. Графики годовых изменений площади отдельных крупных озер (А): 1 – Тюнгюлю, 2 – Сегелей, 3 – Нал-Тюнгюлю, 4 – Абалах, 5 – Майя. Ход метеорологических характеристик (Б): 1 – среднегодовые осадки, 2 – летние осадки, 3 – зимние осадки, 4 – высота снежного покрова

На эталонном участке “Вилюй” многолетние изменения были выявлены по аэрофотоснимку 1950 г. и космическим снимкам MSS/Landsat 1973 г. и TM/Landsat 2009 г. С 1950 по 1973 год на территории фрагмента 1-а наблюдалось уменьшение площади и исчезновение крупных термокарстовых озер с одной стороны и появление небольших озер с другой. Термокарстовые озера появились на месте аласов, изобразившихся на аэрофотоснимке 1950 года. Образование новых термокарстовых озер вне аласов не зафиксировано. Возможно, что некоторое повышение температуры воздуха в этот период (в 1972–1973 после некоторого спада она достигла средних многолетних значений) определило таяние подземных льдов в небольших аласных котловинах, в то время как в крупных, где подземные льды вытаяли уже раньше, происходило уменьшение площадей озер, естественное для маловодной фазы и усиленное испарением при повышении температуры воздуха.

С 1973 по 2009 год на территории фрагмента 1-а наблюдалось повсеместное увеличение площадей озер. Именно это увеличение площадей было зафиксировано в предшествующем исследовании (Кравцова & Быстрова 2009). Нормированная разностная интегральная кривая годовых сумм осадков по станции Вилюйск (рис. 8) свидетельствует о маловодной фазе с 1950 по 1973 год и многоводной

фазе с 1973 по 2008 год. Именно эта смена фаз могла сказаться на уменьшении площади крупных озер с 1950 по 1973 год и на увеличении площади озер с 1973 по 2009 год.

На территории фрагмента 1-б с 1973 по 2009 годы наблюдается как увеличение, так и уменьшение площади некоторых крупных озер (рис. 10), что очевидно обусловлено эрозионной деятельностью водотоков: все сильно изменившиеся термокарстовые озера расположены вдоль основного водотока, образуя непрерывную систему, и здесь уменьшение площади озер соответствует их спуску водотоками, а увеличение – наполнению.

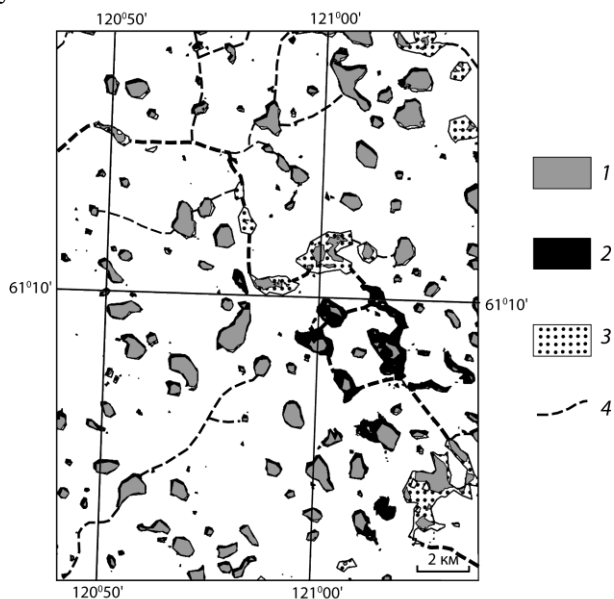


Рис. 10. Многолетние изменения площадей термокарстовых озер на эталонном участке “Вилуй” (фрагмент 1б) за 1973 – 2009 гг.: 1 – озера, не изменившиеся, 2 – увеличение площади появления озер, 3 – уменьшение площади и исчезновение озер, 4 – временные водотоки

Таким образом, в Центральной Якутии четко проявляется зависимость изменения площадей термокарстовых озер от колебания атмосферных осадков.

Заключение

Исследования показали, что рассматривать изменения термокарстовых озер в качестве индикатора состояния криолитозоны следует с большой осторожностью, учитывая другие различные факторы, влияющие на изменения площадей термокарстовых озер – режим атмосферных осадков, эрозионную деятельность водотоков.

Благодарности

Работа выполнена по грантам РФФИ 10-05-00267, Н.Ш. 3405.2010.5, НОЦ 14.740.11.0200

Литература

- Елсаков В.В. и Марущак И.О. 2011. Межгодовые изменения термокарстовых озер северо-востока Европейской России. Исследование Земли из Космоса 4: 1-13
- Брыксина Н.А., Полищук В.Ю. и Полищук Ю.М. 2009. Изучение взаимосвязи изменений климатических и термокарстовых процессов в зонах сплошной и прерывистой мерзлоты Западной Сибири. Вест. Югорск. Госуд. Ун-та 3: 3-12
- Кирпотин С.Н., Полищук Ю.М. и Брыксина Н.А. 2008. Динамика площадей термокарстовых озер в сплошной и прерывистой криолитозонах Западной Сибири в условиях глобального потепления. Вест. Томск. Госуд. Ун-та 311: 185-189
- Кравцова В.И. и Быстрова А.Г. 2009. Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет. Криосфера Земли 13, №2: 16 – 26
- Павлов А.В. и Ананьева Г.В. 2004. Оценка современных изменений температуры воздуха на территории криолитозоны России. Криосфера Земли 8, №2: 3-9
- Fitzgerald D. & Riordan B.A. 2003. Remote sensing and GIS used to monitor Alaska wetlands at the landscape level. Agroborealis 35, №1: 30-35
- Grosse G, Romanovsky V, Walter K, Morgenstern A, Lantuit H. & Zimov S. 2008. Distribution of Thermokarst Lakes and Ponds at Three Yedoma Sites in Siberia. In: Ninth International Conference on Permafrost 1: 551-556
- Hinkel K., Jones B., Eisner W., Cuomo C., Beck R. & Frohn R. 2007. Methods to natural and anthropogenic thaw lake drainage on the western Arctic coastal plain of northern Alaska. Journal of geophysical research 112, F02S16, doi:10.1029/2006JF000584
- Morgenstern A., Grosse G. & Schirrmeister L. 2008. Genetic, morphological and statistical characterization of lakes in the permafrost-dominated Lena Delta. In: Ninth International Conference on Permafrost 2: 1239-1244
- Riordan B., Verbyla D. & David McGuire A. 2006. Shrinking ponds in subarctic Alaska based on 1950-2002 remotely sensed images. Journal of geophysical research 111, G04002, doi:10.1029/2005JG000150
- Smith L.C., Sheng Y., Macdonald G.M. & Hinzman L.D. 2005. Disappearing Arctic Lakes. Science 308, №5727: 1429
- Yoshikawa K. & Hinzman L. 2003. Shrinking thermokarst pond and groundwater dynamics in discontinuous permafrost near council, Alaska. Permafrost and periglacial processes 14: 151-160

Расчет касательного напряжения морозного пучения при учете деформируемости ствола сваи

З.Г. Тер-Мартirosян, П.А. Горбачев
ГОУ ВПО МГСУ, Москва, Россия

Реферат

В работе рассмотрена задача о взаимодействии одиночной деформируемой сваи с пучинистым грунтом. Показано, что в случае небольшой жесткости ствола сваи (грунтобетон) возможно существенное снижение касательного напряжения, действующего по боковой поверхности.

Ключевые Слова: выдергивающее усилие; касательные силы; морозное пучение; потеря устойчивости фундамента; промерзание грунтов; свая.

Введение

Поровая вода при фазовом превращении в лед расширяясь, создает вокруг фундамента сложное напряженно деформированное состояние (НДС), изменяющееся как по глубине массива, так и во времени. В результате возникают силы морозного пучения, которые являются причиной потери устойчивости фундаментов, в случае его недогруженности, недостаточной анкеровки в талые (вечномерзлые) грунты.

Температурный режим на дневной поверхности, интенсивность промерзания, теплофизические, механические и реологические свойства грунтов способны оказывать существенное влияние на силы морозного пучения. Согласно нормативной литературе их принято разделять на нормальные, действующие перпендикулярно к боковой поверхности фундамента (p_{fh}) и касательные (t_{fh}) (СНИП 2.02.04-88).

Исследование устойчивости свайных фундаментов в условиях сложного НДС на контакте фундамент-грунт при его морозном пучении представляется очень важной научной проблемой, так как она связана

с безопасностью и надежной эксплуатацией зданий и сооружений, ключевым параметром для решения которой является определение касательных напряжений при морозном пучении.

Очевидно, что только натурное испытание свай в условиях строительной площадки способно дать наиболее точное представление о их силовом взаимодействии с пучинистым грунтом, однако такие испытания не всегда возможны, поэтому прогнозирование силового взаимодействия свай с промерзающим грунтом остается актуальной задачей.

Общие положения

В данной работе будет рассматриваться учет влияния жесткости сваи на распределение касательного напряжения пучения τ_a по её длине. Для этого воспользуемся цилиндрической моделью грунто-свайного массива с внешним радиусом $2b$ (радиус влияния сваи) и внутренним радиусом $2a$ (радиус сваи) (Рис.1).

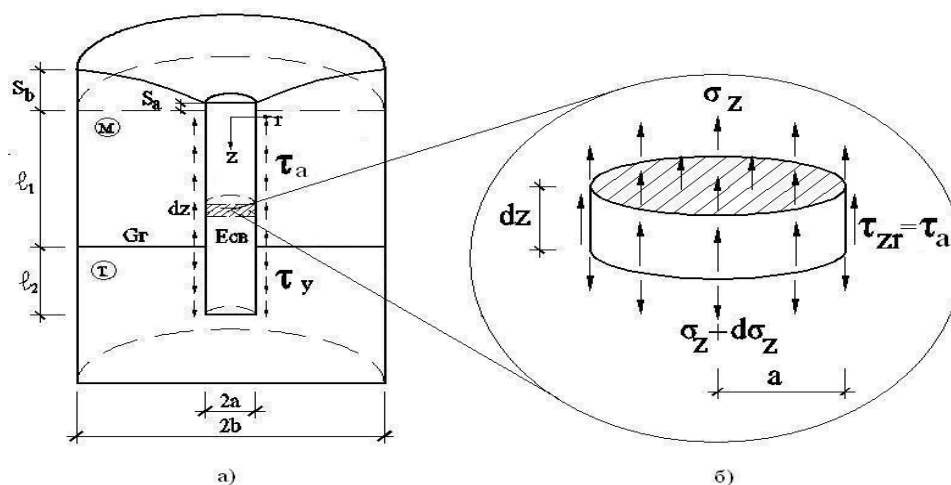


Рис. 1. Расчетная схема взаимодействия сваи с промерзающим пучинистым грунтом

На поверхности модели устанавливается отрицательная температура, в следствие чего грунт промерзает на глубину $l_1=d_f$. Возникающие в результате промерзания касательные силы морозного

пучения τ_a , стремятся вытолкнуть сваю на поверхность, в результате чего возможна потеря её устойчивости. Для данной задачи будем считать, что свая на достаточную глубину l_2 заанкерена в талый

$$\begin{cases} \lambda = \frac{2}{a} \cdot \frac{3G}{(b-a)} \cdot \frac{1}{E_c} \\ \mu = \frac{2}{a} \cdot \frac{3G}{(b-a)} \cdot \alpha \cdot \frac{1+\nu}{1-\nu} \theta_3 \end{cases} \quad (15)$$

Это линейное дифференциальное уравнение второго порядка с постоянными коэффициентами и правой частью, общее решение которого имеет следующий вид:

$$\sigma_z = C_1 e^{\sqrt{\lambda} \cdot z} + C_2 e^{-\sqrt{\lambda} \cdot z} + \frac{\mu}{\lambda} \left(1 - \frac{z}{d_f} \right) \quad (16)$$

Постоянные интегрирования найдем из граничных условий:

$$\begin{cases} \sigma_z|_{z=0} = 0 \\ \dot{\sigma}_z|_{z=d_f} = 0 \end{cases} \quad (17)$$

В результате получим следующие выражения для C_1 и C_2 :

$$\begin{cases} C_1 = -\frac{\mu}{\lambda} \left(1 - \frac{\sqrt{\lambda} \cdot e^{\sqrt{\lambda} \cdot d_f} + \frac{1}{d_f}}{\sqrt{\lambda} \cdot (e^{\sqrt{\lambda} \cdot d_f} + e^{-\sqrt{\lambda} \cdot d_f})} \right) \\ C_2 = -\frac{\mu}{\lambda} \cdot \left(\frac{\sqrt{\lambda} \cdot e^{\sqrt{\lambda} \cdot d_f} + \frac{1}{d_f}}{\sqrt{\lambda} \cdot (e^{\sqrt{\lambda} \cdot d_f} + e^{-\sqrt{\lambda} \cdot d_f})} \right) \end{cases} \quad (18)$$

Подставляя C_1 и C_2 в (16), получим частное решение д.у, далее подставим его в выражение (13) и проинтегрируем. Решение будем искать в виде функции, для этого возьмем неопределенный интеграл, а постоянную интегрирования C_3 найдем из граничного условия $S_a|_{z=0}=0$. В итоге выражение для вертикального перемещения сваи примет следующий вид:

$$S_a(z) = \frac{1}{E_c} \left(C_1 \cdot \frac{1}{\sqrt{\lambda}} \cdot (e^{\sqrt{\lambda} \cdot z} - e^{\sqrt{\lambda} \cdot d_f}) - C_2 \cdot \frac{1}{\sqrt{\lambda}} \cdot (e^{-\sqrt{\lambda} \cdot z} - e^{-\sqrt{\lambda} \cdot d_f}) - \frac{\mu}{\lambda} \cdot \left(1 - \frac{z}{d_f} \right) \cdot \frac{d_f}{2} \right) \quad (19)$$

Подставляя (19) в (12) можно получить выражение для изменения касательного напряжения $\tau_a(z)$ в зависимости от координаты z , интегрируя которое по формуле:

$$N_a = 2\pi a \int_0^{d_f} \tau_a(z) dz \quad (20)$$

можно найти выражение для выдергивающей силы N_b . Формулы для $\tau_a(z)$ и N_b не приводятся из-за громоздкости.

Примеры

В качестве иллюстрации рассмотрим пример со следующими исходными данными:

Таблица 1. Исходные данные.

Характеристики грунта и сваи	Величина
Механические характеристики грунта	
Модуль деформации грунта E_r , Па.	$0.22 \cdot 10^9$
Коэффициент Пуассона грунта ν_r	0.3
Модуль сдвига грунта G_r , Па	$8.46 \cdot 10^7$
Коэффициент расширения грунта, α	$2 \cdot 10^{-3}$
Механические характеристики сваи	
Модуль упругости сваи 1 (бетон), E_{c1} , Па.	$3 \cdot 10^{10}$
Коэффициент Пуассона для сваи 1, ν_{c1}	0.3
Модуль упругости сваи 2 (грунтобетон), E_{c2} , Па.	$0.22 \cdot 10^9$
Коэффициент Пуассона для сваи 2, ν_{c2}	0.3
Температурные характеристики	
температура на поверхности грунта, $ \theta_3 $, °C	3
Температура начала пучения $\theta_{нп}$, °C.	0
Температура конца пучения $ \theta_{кп} $, °C.	3
Геометрические характеристики	
Радиус сваи a , м	0.3
Внешний радиус цилиндрической модели, b , м.	2
Глубина сезонного промерзания d_f , м	2

Результат подстановки исходных данных в формулы (16), (19) и (12) отображен на графиках (Рис.3, 4). Для проверки аналитического решения та же задача была решена методом конечных элементов при помощи программного комплекса ANSYS, результаты её решения можно увидеть на тех же графиках. Из графиков (Рис.3) можно заключить, что формулы (16) и (19) дают удовлетворительное совпадение с результатами численного расчета.

Рассмотрим теперь графики искомого распределения касательного напряжения та по длине сваи, найденного численно, а так же с помощью формулы (12) (Рис. 4)

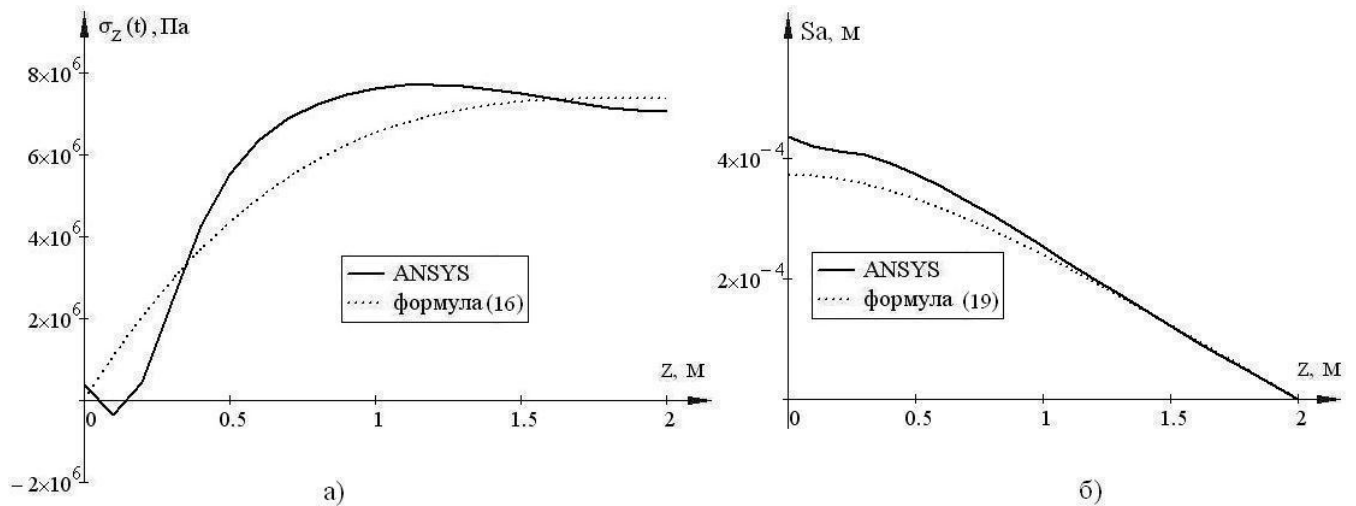


Рис.3. График изменения вертикального напряжения σ_z (а) и вертикального перемещения S_a (б) по длине сваи

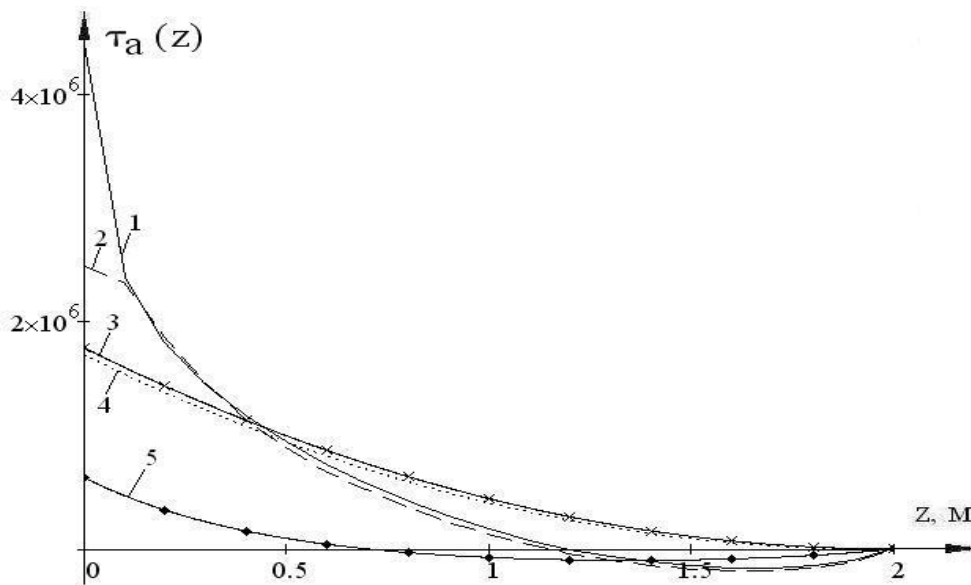


Рис.4. Графики изменения касательного напряжения $\tau_a(z)$ по длине сваи: 1) решение ANSYS $E_s = \infty$; 2) ANSYS $E_s \neq \infty$; 3) формула (12) $E_s = \infty$; 4) формула (12) $E_s \neq \infty$; 5) формула (12) $E_{s2} < E_{s1}$

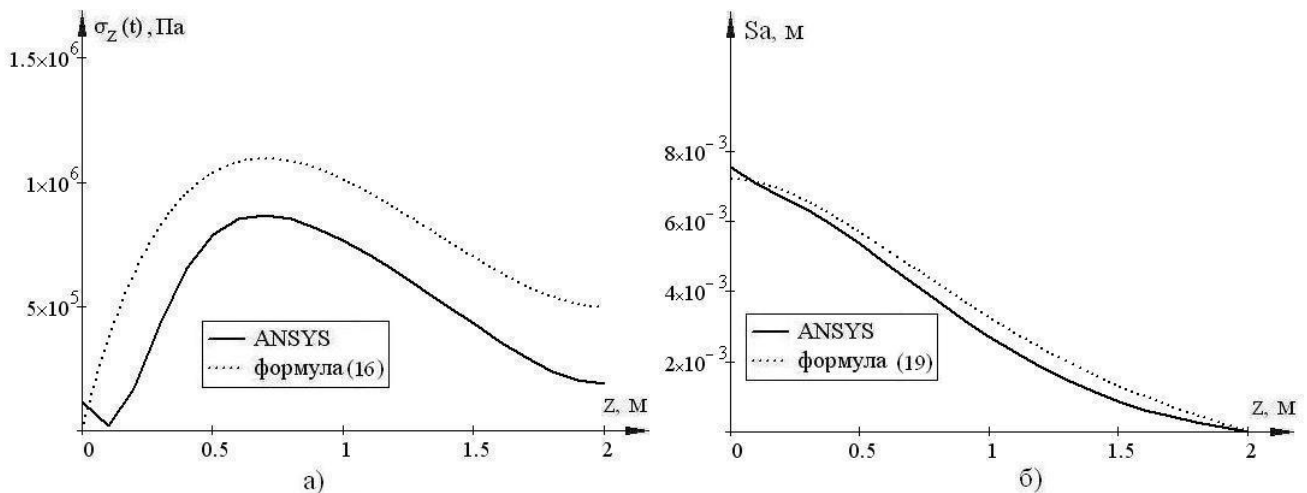


Рис.5. График изменения вертикального напряжения σ_z (а) и вертикального перемещения S_a (б) по длине податливой сваи

При рассмотрении графиков (рис. 4) видно, что аналитическое и численное решения для $\tau_a(z)$ дают

удовлетворительное совпадение. Рассмотрим отдельно численное решение задачи без учета

податливости сваи ,т.е. $E_c = \infty$ (Рис.4, гр. 1): значение касательного напряжения τ_a в точке с координатой $z=0$ (в силу её сингулярности) существенно больше аналогичного значения при учете податливости сваи (Рис.4, гр. 2), при том что в остальных точках разница значений гораздо меньше, поэтому график 1 (Рис.4) следует рассматривать без данной точки.

В целом, учет податливости при большом значении модуля упругости сваи дает незначительное снижение касательного напряжения τ_a (Рис.4, графики 2,4). В случае же если модуль упругости сваи сопоставим с модулем деформации грунта, влияние жесткости сваи на τ_a становится более существенным.

В рамках данной задачи был рассмотрен вариант с податливым стволом сваи ($E_c \approx E_r$), что может иметь место при использовании грунтобетонных свай. В этом случае, вертикальные перемещения ствола сваи существенно больше, чем в предыдущем случае за счет деформируемости ствола (Рис.5).

Так же заметно снижается касательное напряжение τ_a длине сваи. Для условий рассматриваемого примера максимальное значение касательного напряжения τ_a уменьшилось более чем в 2 раза (Рис.4, гр. 5).

Выводы

Таким образом, в данной работе была рассмотрена задача о взаимодействии сваи с промерзающим

пучинистым грунтом при учете податливости её ствола.

Было показано, что в случае большой жесткости ствола т.е. если модуль упругости сваи E_c много больше модуля деформации грунта E_r , вертикальные перемещения ствола будут малы и его деформируемостью можно пренебрегать.

Так же был рассмотрен случай с податливой свайей, изготовленной из грунтобетона, при этом модуль упругости сваи был сопоставим с модулем деформации грунта ($E_c \approx E_r$). В этом случае учет деформируемости сваи необходим, так как это позволяет существенно снизить касательное напряжение по боковой поверхности, а следовательно и суммарное выдергивающее усилие, действующее на сваю.

Литература

- СНиП 2.02.04-88. Строительные нормы и правила. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Москва : ГУП ЦПП, 2005, с.21.
 Тер-Матирисян З. Г. Механика грунтов.- М.: АСВ, 2009, с.461.
 Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов.- Москва: Высшая школа, 1973, 445с.



Особенности геокриологических условий района железнодорожного мостового перехода через р. Щучья на Юге Ямала

С.Н. Титков

ОАО «Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве»,
Москва, Россия

Реферат

Железнодорожный мост через р. Щучья расположен на юге полуострова Ямал в пределах Лаборовской впадины, выполненной верхнеплейстоценовыми и голоценовыми озерно-аллювиальными осадками с техногенной отсыпкой мощностью 1,5-4 м. Район находится в зоне сплошного распространения ММП мощностью 120-150 м. Под руслом р. Щучья расположен несквозной талик мощностью 20 м, который на правом берегу переходит в межмерзлотный прирусловой талик на глубинах 14-20 м мощностью 11 м. Температура ММП на правом берегу, сложенном современным аллювием высокой поймы, составляет -0,2...-0,3°C. На левом берегу, сложенном верхнеплейстоценовыми озерно-аллювиальными осадками, температура грунтов изменяется от -1,1°C в 6 м от уреза воды, до -3,0°C в 78 м от реки. За последние 20 лет температура ММП левого берега повысилась в среднем на 0,8°C, в связи с повышением температуры воздуха в районе на 1,2°C за последние 50 лет. Температура грунтов правого берега за 20 лет не изменилась в связи с теплоизолирующим влиянием техногенной отсыпки.

Ключевые Слова: Аллювий; железнодорожный мост; талик; температура грунтов; Ямал

Введение

При строительстве автомобильных и железных дорог в криолитозоне наиболее сложные участки – это мостовые переходы, т.к. именно здесь существует наиболее нестационарная пограничная зона между таликами под реками и мерзлыми берегами. Устройство техногенных подсыпок при строительстве береговых опор неизбежно ведет к изменению сложившихся в природе квазистационарных условий теплообмена через поверхность в системе «многолетнемерзлые породы (ММП) – сезонно-талый слой (СТС) – атмосфера»; как правило, происходит увеличение глубины СТС, велик риск активизации термокарста, солифлюкции, криогенных оползней, при повышении температуры мерзлого берега снижается несущая способность мерзлых грунтов основания.

В процессе инженерно-геокриологических изысканий, выполняемых в последние годы ОАО «ПНИИИС», особое внимание уделяется исследованиям сложных мерзлотных условий территории: оценке степени активности склоновых и других криогенных процессов, изучению подземных (в т.ч. пластовых) льдов, криопэгов, термического режима грунтов оснований. Детальные полевые исследования, выполненные на площадке мостового перехода через р. Щучью на юге Ямала, позволили выявить ряд особенностей инженерно-геокриологических условий, осложняющих строительство и будущую эксплуатацию мостового перехода.

Район исследований

Река Щучья протекает вблизи юго-восточного борта Лаборовской впадины, которая хорошо выражена в рельефе и располагается в районе развития трех верхнеплейстоценовых озерных (озерно-

аллювиальных) террас (Трофимов, 1983). Горизонтальная и вертикальная расчлененность террас довольно слабая. На левом берегу река в месте пересечения ее железной дорогой врзается в отложения верхнеплейстоценовой сартанской озерно-аллювиальной террасы, поверхность которой возвышается над урезом воды на 5-7 м. Поверхность террасы ровная (абсолютные отметки 40-45м), местами расчленена неглубокими врезками, термокарстовыми (преимущественно древними) котловинами. Правый берег представляет собой высокую пойму, абсолютная высота поверхности которой на 2-2.5 м ниже, чем на левом берегу. Непосредственно в районе мостового перехода дневная поверхность представляет собой строительную площадку, сложенную по обоим берегам насыпными грунтами мощностью от 1,5 до 4 м. Ширина реки Щучьей в створе перехода составляет около 70 м, в процессе отсыпки площадок под временные опоры с обоих берегов русло сузилось на 10-15 м, с заметным ускорением течения. Максимальная глубина реки под строящимся мостом составляет 5-6 м, профиль русла корытообразный, дно почти ровное.

Геокриологические условия

Отложения, слагающие вторую озерную террасу, представлены комплексом песчано-суглинистых осадков. Верхняя часть разреза сложена преимущественно пылеватыми, реже мелкозернистыми песками с прослоями и линзами супесей и суглинков. Встречаются включения растительного детрита, местами – гравия и гальки. Нижняя часть разреза сложена преимущественно суглинками. Местами отложения озерных террас перекрываются торфом мощностью до 1 м. Криогенное строение отложений отличается неоднородностью. Для верхних горизонтов,

сложенных супесчано-песчаными грунтами, характерно преобладание массивных криогенных текстур, которые в супесчаных прослоях сменяются на тонкошлировые частослоистые слоисто-сетчатые текстуры с субвертикальными шлирами и линзами льда. Такой характер криотекстур дает основание сделать вывод о сингенетическом промерзании верхних горизонтов аллювиальных отложений. По показателю льдистости за счет ледяных включений (i_i) грунты относятся к слабольшедистым, вместе с тем, за счет высокого содержания льда-цемента в минеральных прослоях суммарная льдистость (i_{tot}) достигает 0,52. Для озерных глин, слагающих основание разреза, характерны преимущественно массивные криотекстуры с редкими шлирами льда, расположенными через 1,5-3 м. При этом величина i_{tot} в глинах, как и в суглинках, остается высокой, достигая 0,42.

В границах Лаборовской впадины и ее обрамления ММП развиты вне акваторий рек и озер повсеместно. Среднегодовая температура мерзлых грунтов (T_o) изменяется в довольно широком диапазоне: от $-0,3 \dots -0,5^\circ\text{C}$ до -5°C , редко -6°C , для поймы р. Щучья и ее притоков, а также пойм озерных котловин характерна среднегодовая температура пород от $-0,3 \dots -1,0^\circ\text{C}$ до $-2,5 \dots -3,5^\circ\text{C}$. Мощность ММП в пойме

реки не превышает 120-150 м за счет отепляющего влияния водных потоков.

Естественная влажность мерзлых озерных отложений, в зависимости от их дисперсности и криогенного строения, изменяется от 20 до 80-90%. Плотность мерзлых глинистых пород изменяется от $1,89$ до $2,3 \text{ г/см}^3$, величина плотности скелета – от $1,59$ до $1,95 \text{ г/см}^3$. Пористость глинистых озерных пород выше, чем в разрезах аллювиальных отложений, и колеблется от 45-50 до 75-80%. При оттаивании многолетнемерзлых пород верхней 10-метровой части разреза озерных отложений может произойти значительная осадка. Модуль осадки суглинисто-глинистых пород озерных террас изменяется от 150 до 300 мм/м; у песчаных пород с массивной криогенной текстурой – до 30-50 мм/м.

Результаты

Особое внимание уделено изучению температурного режима грунтов оснований мостового перехода, которое проводилось в скважинах, пробуренных институтом «Ленгипротранс» в процессе изысканий 1986-1988 г.г. и ОАО «ПНИИИС» в 2007 г. Результаты последних измерений приведены на рис.1.

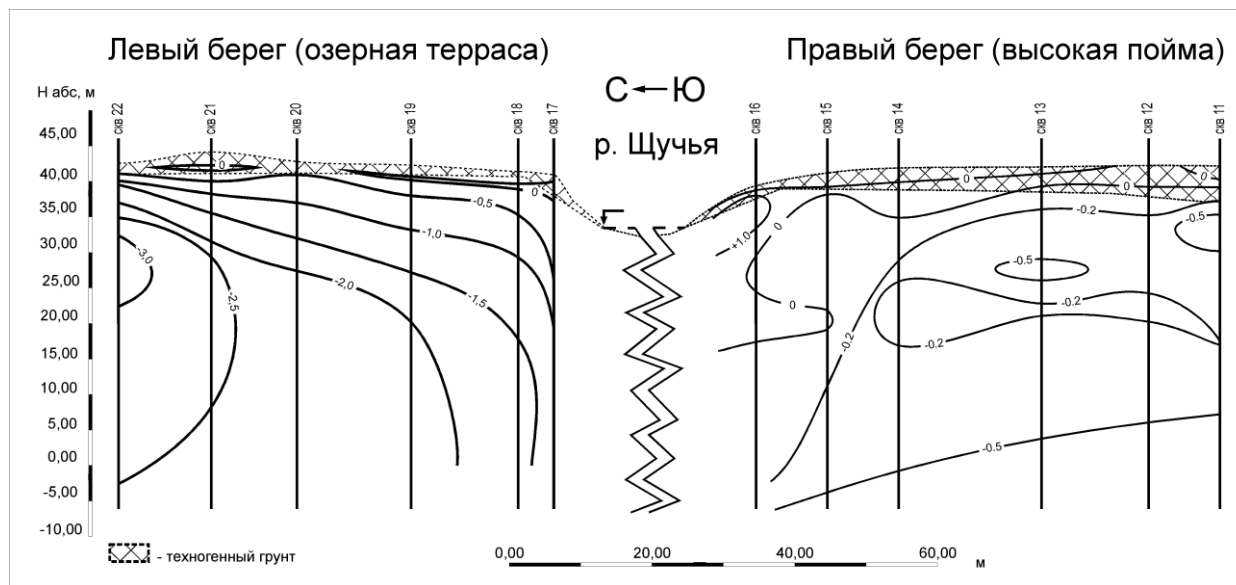


Рис. 1. Температурное поле грунтов в долине р. Щучьей. Ноябрь 2007 г.

Замерами 1986-1988 г.г. были установлены значительные различия в температурных полях для правого и левого берегов реки. На правом берегу среднегодовая температура грунтов (T_o) на глубине 18-20 м только в скважине, удаленной от уреза реки на 250 м, равнялась $-1,45^\circ\text{C}$. В других скважинах, расположенных в пределах 80 м от уреза реки, величина T_o не опускалась ниже $-0,3^\circ\text{C}$. Сопоставление результатов температурных замеров, полученных четверть века назад институтом «Ленгипротранс» и в 2007 г. ОАО «ПНИИИС» показывает, что за истекший период времени заметных изменений в геотермических условиях правого берега не произошло (рис.2).

Под руслом р. Щучья расположен несквозной талик мощностью до 20 м, который на правом берегу переходит в межмерзлотный прирусловой талик, залегающий на глубинах 14-20 м, его максимальная мощность 11 м. Талик выклинивается в 22-25 м от берега, формируя таким образом козырек мерзлых пород, выдвигающийся в сторону русла. Наличие этого козырька свидетельствует о постепенном врезании реки в левый берег с одновременным промерзанием талика на правом берегу.

Левый берег реки сложен более охлажденными грунтами. Температура пород левого берега изменялась 1986-1988 г.г. от $-1,1^\circ\text{C}$ в 6 м от уреза воды до $-3,0^\circ\text{C}$ – в 1978 м. Измерения температуры грунтов в скважинах ПНИИИС в 2007 г. отмечают

повсеместное повышение T_0 левого берега, произошедшее за истекшие 20 лет. Так, в прибрежной части левого берега температура грунтов в скв. 371(86) («Ленгипротранс») в 1988 г. была $-2,7^{\circ}\text{C}$, а в расположенной в 5 м от нее скв. № 19 (ПНИИИС) в 2007 г. – $-1,9^{\circ}\text{C}$. (рис.3). По данным замеров T_0 в скважинах, более удаленных от берега, также отмечается «потепление» горных пород.

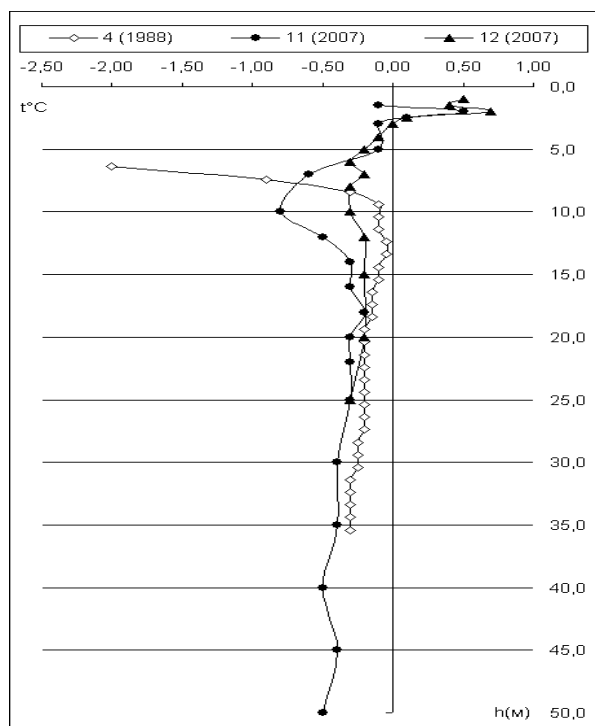


Рис. 2. Динамика температуры грунтов на правом берегу р. Щучьей в 1988-2007 г.г.

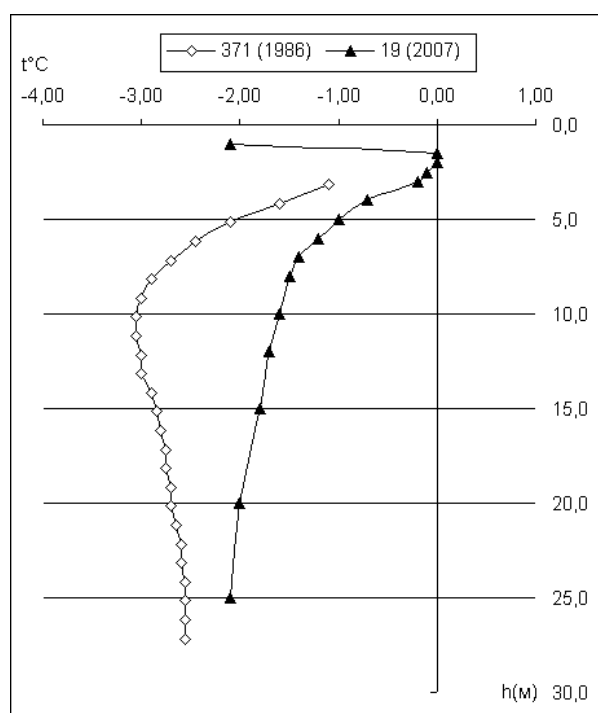


Рис. 3. Динамика температуры грунтов на левом берегу р. Щучьей в 1986-2007 г.г.

Результаты термокаротажа и изучения керна скважин подтвердили установленную ранее закономерность: грунты основания правобережных опор моста представлены высокотемпературными, пластичномерзлыми суглинистыми породами, левобережных опор моста – твердомерзлыми суглинистыми породами.

Обсуждение результатов

Причины особенностей в распределении и динамике температурного поля в породах правого и левого берегов р. Щучья следует искать в совокупном влиянии естественных и техногенных факторов на формирование термического режима грунтов оснований мостового перехода. К числу первых принадлежит история геологического развития долины р. Щучья в голоцене и изменения климатических условий в конце XX – начале XXI веков. Среди техногенных факторов ведущее место принадлежит нарушению естественных условий теплообмена на площадке мостового перехода в результате устройства подсыпки.

Устройство поверхности и геологическое строение верхних горизонтов грунтов (верхний плейстоцен-голоцен) дает основание предполагать, что левый берег р. Щучья в месте перехода в голоцене не подвергался затоплению во время паводков. С этим обстоятельством, скорее всего, и связано более значительное охлаждение пород левого берега, нежели правого. Повышение же T_0 пород левого берега можно связывать с наблюдавшимся в последние десятилетия потеплением климата. Так, по данным метеостанции Салехард (продолжительность наблюдений более 100 лет) тренд изменения температуры воздуха в 1965-2005 г. составляет $0,05^{\circ}\text{C}$ в год, а повышение средней годовой температуры воздуха в 2005 г. относительно нормы (среднее за 1951-1988 г. г.) составила $1,2^{\circ}\text{C}$ (Павлов и др, 2007). Еще одной причиной потепления грунтов может служить отепляющее влияние водного потока, подмывающего левый берег. В то же время температура грунтов правого берега за истекшие 20 лет не повысилась, что связано, по-видимому, с «консервирующим» влиянием отсыпки, которая на правом берегу имеет мощность на 2-2,5 м больше, чем на левом.

Заключение

Неравномерность изменения температуры мерзлых пород, слагающих основания устоев мостов на Ямале, должна быть учтена при выборе глубин заложения фундаментных опор под устои, при расчетах, проектировании и обустройстве сезонно-охлаждающих устройств вокруг мостовых опор.

Литература

Павлов А.В., Малкова Г.В. и Скачков Ю.Б. 2007. Современные тенденции в эволюции термического состояния криолитозоны при изменениях климата - Мат-лы Междунар. конф.

«Криогенные ресурсы полярных регионов», Т. 1, Пушино, с. 34-38.

Трофимов В.Т. 1983. О послеледниковых озерных террасированных котловинах Приполярного и

Заполярного Зауралья - Природные условия Западной Сибири. М., Изд-во МГУ, с. 11-21.



Мерзлота и ландшафты Европейского Севера в XXI веке

Н.В. Тумель

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
кафедра криолитологии и гляциологии, Москва, Россия*

Реферат

В последней трети XXI века криолитозона на Европейском Севере сократится за счет ее современной западной окраины. Западнее долины р. Печоры мерзлые торфяники протают, очевидно, полностью. Сливающийся тип современной мерзлоты почти везде сохранится. Несливающаяся мерзлота возможна в Большеземельской тундре на долготах 54-58° в.д. в ландшафтах типичной тундры возвышенных холмистых водоразделов (абсолютные высоты 70-230 м), сложенных песками, где напочвенные покровы сильно редуцированы. В суглинках возможно сохранение сливающегося ее типа. Глубина сезонного протаивания суглинистых пород увеличится на 13-19% при сохранении современного облика растительности и на 1-5% при увеличении мощности мха.

Ключевые Слова: Климатический прогноз; криолитозона; сезонное протаивание; температура пород.

Введение

Криолитозона является одним из тех регионов России, где реакция на климатическое потепление может вызвать не только изменение собственно мерзлотных условий, но и перестройку ландшафтов, и значительное изменение природных геосистем. Регион исследований возможной мерзлотно-климатической перестройки природных комплексов охватывает север Европейской России.

Основными мерзлотными характеристиками при геоэкологическом изучении территорий являются распространение мерзлых пород (МП) по площади, их температура, мощность и криогенное строение, сезонное протаивание или промерзание, криогенные процессы и явления. На климатические изменения прежде всего реагируют глубина протаивания и среднегодовая температура мерзлых пород, что отражается на площади того или иного пространственного типа мерзлоты. Активизация криогенных процессов, сокращение мощности МП должны запаздывать во времени в связи с инерционностью мерзлоты, обусловленной фазовыми переходами «лед-вода».

Следует отметить, что на ту или иную мерзлотную характеристику наиболее существенное влияние оказывают различные сочетания климатических показателей. Глубина сезонного протаивания зависит в первую очередь от теплообмена в летний период. Поэтому тренд ее изменения определяется суммой положительных градусо-часов этого времени (индекс протаивания). Среднегодовая температура мерзлых пород формируется под влиянием годового хода метеорологических условий, где удельный вес зимнего периода преобладает. Поэтому изменение среднегодовой температуры в первую очередь связано с трендом зимних условий, в т.ч. и со снежным покровом. В соответствии с этим изменение глубины протаивания и температуры пород могут не совпадать (Павлов 2008). В самом общем плане в криолитозоне наблюдается направленное повышение температуры пород. Относительно глубины протаивания возможно три варианта отклика на потепление климата – увеличение, стационарное состояние, уменьшение.

Методика исследования

Формирование и развитие МП – это сложный процесс, зависящий от трех главных компонентов природы – климата, ландшафтов и геологического строения. Каждый из этих факторов по-разному воздействует на составляющие мерзлотного комплекса. Среднегодовая температура МП (t_{rp}) и глубина сезонного протаивания (ξ) являются результатом взаимодействия температуры воздуха, ландшафтных особенностей, из которых наиболее важны напочвенные покровы, состав и свойства грунтов верхних горизонтов (до глубины 12-15 м) МП.

Взаимосвязь мерзлоты и ландшафтных условий является одной из наиболее актуальных и изучаемых проблем в естественной ситуации, а также при нарушении природной среды. Весьма ценными в этом отношении могут быть сведения по югу криолитозоны. А.П. Тыртиков (1975) показал, что однонаправленное изменение растительности способно определять образование или деградацию многолетнемерзлых пород вне зависимости от кратковременных климатических изменений. Например, торфонакопление в пределах кустарничково-сфагновых болот со скоростью 0,5-1 см/год становится первопричиной образования перелетков, а затем и маломощных островов мерзлоты. Скорость увеличения мощности мерзлых пород после их «зарождения» идет, по Тыртикову, со скоростью торфообразования. По материалам Г.Г.Осадчей (2003), в Большеземельской тундре наблюдаются обширные пространства с устойчивой во времени, но предельно маломощной (2-3м) мерзлотой. Это ландшафты, где наблюдается зарастание болот и образование торфяников, а также мелеющие хасыреи и дренируемые термокарстовые понижения.

Таким образом, климат, растительность и мерзлота образуют геосистемы, очередность, интенсивность и направленность развития которых определяются конкретными географическими условиями. При прогнозе потепления климата следует считать, что

первопричиной мерзлотных изменений является, разумеется, климат. Первой на его изменения реагирует растительность, вслед за ней меняются мерзлотные условия. Разрыв между изменениями растительности и мерзлоты не является радикальным и составляет не более 10 лет. Это позволяет оценивать параметры мерзлоты (глубину протаивания, среднегодовую температуру) по предлагаемой расчетной методике, т.к. она опирается на среднееголетние значения всех входящих в нее характеристик за тот или иной отрезок времени.

Постановка задачи для анализа $t_{гр}$ и ξ заключается в следующем (Эколого-географические... 2011).

Получить расчетным путем современную глубину протаивания (среднюю за период 1961-89гг.) и сравнить ее с фактическими данными, полученными в результате полевых экспедиционных исследований. Эти материалы обобщены и опубликованы в многочисленных монографиях, статьях, диссертациях, отчетах. Сходимость расчетных и фактических данных должна подтвердить правильность выбранного расчетного метода.

Использование расчетного метода требует сбора качественной и количественной информации по типам и свойствам напочвенных покровов и грунтов. Они получены из публикаций, в т.ч. справочных и нормативных изданий.

Рассчитать прогнозную глубину протаивания - среднюю за периоды 2011-30гг. и 2046-2065гг. в связи с потеплением климата по той же методике.

Дать пространственную характеристику изменения мерзлотных условий Европейского Севера.

Для расчета глубины протаивания использована известная формула Стефана в модификации Г.М. Фельдмана (1977). Классическая формула Стефана использовалась многими исследователями, которые вводили в нее ряд дополнительных параметров для получения более достоверных результатов. Выбор варианта Г.М. Фельдмана связан с тем, что она проверена на ряде регионов Европейского Севера, Западной Сибири, Дальнего Востока. Она достаточно проста в связи с тем, что входящие в нее характеристики могут быть получены из публикаций и при полевых исследованиях. Формула имеет вид:

$$\xi = \mu \left[\sqrt{\frac{2\lambda\Omega}{Q_{\phi}}} + S^2 - S \right] \quad (1)$$

λ – теплопроводность талого грунта, дж/м.град.час;

Ω – сумма .град.час летнего периода;

Q_{ϕ} – фазовые переходы в грунте, дж/м³;

S – эквивалентный слой напочвенного покрова, м

μ – безразмерный коэффициент, учитывающий влияние среднегодовой температуры грунта на сезонноталый слой.

По этой формуле глубина протаивания рассчитывается от поверхности грунта (ξ). В полевых исследованиях она замеряется, как правило, от поверхности напочвенных, моховых покровов. Именно эти замеры фигурируют в публикациях и картографируются. Поэтому приведены два значения глубины протаивания – от поверхности грунта (ξ) и от

поверхности мха ($\xi_{мх}$). Условия формирования ξ определяются тремя основными группами факторов: верхние граничные условия (на поверхности земли), нижние граничные условия (температура МП, залегающих в основании ξ) и состав и свойства грунтов собственно протаивающего горизонта. Верхние граничные условия определяются двумя характеристиками в формуле. Это, во-первых, сумма градусо-часов летом, когда собственно и идет протаивание (индекс протаивания). Она в современном и прогнозном варианте дается как среднееголетняя величина за тот или иной период. Поэтому реакция глубины промерзания на изменение индекса протаивания соответствует тенденции климатических изменений. Интегральная оценка теплоизоляционных свойств напочвенных растительных покровов, затрудняющих протаивание, – так называемый эквивалентный слой (S). Его значение определяется следующим образом. В зависимости от мощности напочвенных покровов (главным образом, моховых) и их теплопроводности рассчитывается термическое сопротивление мха (R), равное частному от деления мощности ($h_{мх}$) на теплопроводность ($\lambda_{мх}$). Затем R заменяется эквивалентным слоем мха (S), в котором учитывается теплоизоляция мха в соответствии с особенностями того грунта, на котором этот покров находится. Коррекция теплоизоляции растительного покрова с учетом грунта – «подложки» реализуется через теплопроводность грунта (λ):

$$S = R_{мх} \times \lambda = h_{мх} / \lambda_{мх} \times \lambda \quad (2)$$

Введение эквивалентного слоя в формулу Стефана, если на поверхности грунта находится какой-либо теплоизоляционный слой (не только мох, но и снег, и искусственные покрытия), началось с 40-50-х гг. XX в. (Порхаев 1959).

Очевидно, что кроме климатического индекса протаивания, все остальные характеристики требуют изучения ландшафтной ситуации. Климатические параметры (среднееголетние температуры воздуха и сумма летних градусо-часов) в современном и прогнозном вариантах заданы для дискретных ячеек модели размером 2° по широте и долготы. Для определения $t_{гр}$ и ξ внутри каждой ячейки задавались типичные, господствующие характеристики $h_{мх}$, его теплопроводности в соответствии с видовым составом, после чего рассчитывались $R_{мх}$ и S . Информация по напочвенным моховым покровам заимствовалась из следующих публикаций: Г.М. Фельдман (1983), «Вечная мерзлота и освоение...» (2002), «Геокриологические условия...» (1964), Тумель (1977), Осадчая (1994, 2003). Основными грунтами, в которых рассчитывалась глубина протаивания, являются торф, суглинок, песок. Их физические и теплофизические характеристики (влажность, плотность, теплопроводность) задавались и рассчитывались (фазовые переходы) с использованием региональных монографий, СНИПа (1990), работы А.В. Павлова (1975). Теплообмен сезонноталого слоя с подстилающими МП оценивался по эмпирической зависимости $\mu=1-0,033 | t_{гр} |$

(Фельдман 1977). Среднегодовая температура пород (t_p) задавалась в соответствии с обобщениями в монографиях и на картах различных масштабов. В прогнозном варианте t_p интерполировалась в соответствии с изменением температуры воздуха и данными по мониторингу (Павлов 2008). Результаты расчетов реализованы по широтам. Расчет ξ и ξ_{mx} проведен на основе средних за периоды (1961-89 гг., 2011-30, 2046-65 гг.) климатических характеристик (t_v и Ω). При таком подходе не учитывается тренд климатических изменений, поэтому расчетная ξ к 2030 г. и 2065 г. может быть несколько занижена. Региональные оценки тренда изменения ξ в Большеземельской тундре (Воркутинский стационар) дают величину 0,0007 м/год (период 1978-2002), что указывает на весьма незначительное увеличение глубины протаивания - около 0,02 м за этот период. «При условии сохранения данного тренда... прогнозируется отсутствие четко выраженной тенденции в изменении глубины сезонного протаивания в ближайшие 15-20 лет» (Павлов 2008, стр. 172-173).

Еще одно условие расчетов заключается в том, что ландшафтно-грунтовые характеристики остаются неизменными с 1961 по 2030-2065 гг. Описание этих условий в работах, начиная с 20-30-х гг. XX в. по сегодняшний день, т.е. почти за век, не отмечают каких-либо изменений в естественной ландшафтной структуре регионов в обзорном масштабе. Зонально-региональные черты геосистем остаются неизменными, хотя есть локальные изменения мерзлоты, особенно, у южной границы криолитозоны. Наблюдается как исчезновение МП, так и их образование.

На Европейском Севере криолитозона занимает небольшую площадь от Кольского полуострова до Полярного Урала. Максимальная ее ширина по 56° в.д. около 300 км. Южная граница располагается примерно на 66° с.ш. С запада на восток наблюдается значительное увеличение суровости МП. До долготы 48° с.ш. (восточная часть полуострова Канин) мерзлота островная с температурами около -0,5...-1°C. В Малоземельской и особенно в Большеземельской тундре мерзлотные условия становятся все более разнообразными. В Большеземельской тундре с юго-запада на северо-восток островные МП последовательно сменяются прерывистыми и сплошными. В обзорном масштабе исследований из-за большой пространственной изменчивости ландшафтов и мерзлоты в пределах выдела, ограниченного 2° по широте и долготе, при одинаковых климатических условиях (t_v , Ω) назначались и рассчитывались 2-3 типа данных по температуре грунтов, их составу и влажности, термическому сопротивлению напочвенных покровов.

Еще одно предварительное замечание. Среднегодовые температуры воздуха и сумма летних градусо-часов закономерно нарастают с запада на восток в соответствии с континентальностью климата.

Прогноз на 2011-2030 гг.

Повышение среднегодовой температуры воздуха ($t_{впр}$) весьма равномерно изменяется за период 2011-

2030 гг. – меньше на 66° с.ш. (на 1,4...1,6°C), несколько больше на 68° с.ш. (на 1,6...1,7°C).

Вдоль 66° с.ш. мерзлотно-ландшафтные условия весьма разнообразны. Западная часть криолитозоны до 50° в.д. характеризуется островным распространением МП. Это преимущественно торфяники, но не исключается их сохранение и в суглинках заболоченных ландшафтов. Температура грунтов в обоих случаях -1°C и выше. Глубина протаивания в торфе равна 0,60-0,62 м, во влажных суглинках больше – 0,77-0,79 м. В соответствии с прогнозом значительное повышение температуры воздуха приведет к «растеплению» торфа до -0,1...-0,5°C. Глубина протаивания увеличится до 0,63-0,65 м. В суглинках температура может повыситься до 0°C, увеличение глубины протаивания на 4 см слабо изменит конечную величину, которая равна 0,81-0,83 м.

Восточнее 50° в.д. для каждой долготы характерна быстрая смена и ландшафтов, и мерзлотных условий. По 52° в.д. в Малоземельской тундре, на юге господствует лесотундра, южнее - северная тайга. Далее на восток между 56 и 60° в.д. следует отдельно рассматривать условия протаивания в южной тундре, лесотундре и северной тайге. На самом северо-востоке Большеземельской тундры (62 и 64° в.д.) это - тундра и фрагментами - лесотундра. Если условия в торфяниках можно принять близкими к тем, которые задавались для западной части криолитозоны, то для суглинков они существенно меняются. Влажность, объемную массу и теплофизические свойства суглинков, гляциально-морских и ледниковых, на крайнем востоке, можно принять неизменными, но напочвенные покровы следует значительно дифференцировать. В тундре мхи наименее мощные (0,07 м), в лесотундре их мощность равна 0,1 м, в северной тайге 0,17 м. Соответственно изменяются и их теплофизические свойства.

В торфе расчетная глубина в тундре равна 0,53-0,61 м. Она возрастает к востоку. Прогнозная глубина оттаивания - 0,57-0,65 м. Торфяники в лесотундре протаивают на глубину 0,51-0,6 м, при потеплении – на глубину 0,59-0,77 м. На юге криолитозоны, в северной тайге, естественная глубина протаивания равна 0,52-0,68 м, т.е. фактически столько же, как и в лесотундре. Причиной является значительное увеличение мощности мха, который сокращает глубину протаивания. При потеплении протаивание возрастет до 0,59-0,71 м. Суглинки характеризуются современной глубиной протаивания 1,05-1,33 м, при потеплении она возрастет до 1,12-1,43 м.

Пески сохраняются в мерзлом состоянии не во всех ландшафтах тундры. Весьма часто современные талики, сквозные и несквозные, приурочены именно к пескам. Мерзлые пески чаще всего представлены гляциально-морскими и ледниковыми типами на востоке Большеземельской тундры. Глубина протаивания в них равна 1,51-1,86 м. При потеплении она возрастет до 1,62-1,96 м. При сохранении тенденции к потеплению несомненно глубокое протаивание песков приведет к еще более широкому распространению таликов с пониженным залеганием кровли мерзлых пород.

Следует подчеркнуть, что сложность оценки изменения среднегодовой температуры грунтов и глубины протаивания заключается в том, что на относительно небольших расстояниях происходит значительное изменение ландшафтных условий. Поэтому экстраполяция температуры грунтов определяется этими обстоятельствами. На заданном одинаковом климатическом фоне в торфяниках она ниже, чем на минеральных грунтах. В тундре она равна $-2,5^{\circ}\text{C}$, а при потеплении повысится до $-1,5^{\circ}\text{C}$. Здесь же в суглинках ее значение $-1,3\ldots-1,5^{\circ}\text{C}$, прогнозируется $-0,8\ldots-1,0^{\circ}\text{C}$. В лесотундре и тайге температуры торфов повышаются до $-0,1\ldots-1^{\circ}\text{C}$, а в суглинках не должны опуститься ниже $-0,5^{\circ}\text{C}$. Такое изменение температур приведет, к изменению протаивания от 5 до 13%. Сливающийся тип современной мерзлоты почти везде сохранится. Несливающаяся мерзлота, т.е. отрыв кровли мерзлых пород, возможен в Большеземельской тундре на долготах 54-58° в.д. в ландшафтах типичной тундры возвышенных холмистых водоразделов (абсолютные высоты 70-230 м), сложенных песками, где напочвенные покровы сильно редуцированы. Прогнозное протаивание здесь равно 1,90-1,96 м.

Прогноз на 2046-2065 гг.

Современная криолитозона Европейского Севера одна из наименее суровых. Поэтому прогнозируемое потепление приводит к более радикальным изменениям площади распространения мерзлых пород, их температуры, глубины протаивания, положения кровли мерзлоты в разрезе.

На 66° с.ш. можно предположить господство северо-таежных ландшафтов, которые сменяют фрагменты лесотундры и южной тундры. Среднегодовая температура воздуха по сравнению с современной повысится на $3,3\ldots3,5^{\circ}\text{C}$. Это означает, что в западном секторе современной криолитозоны она станет выше 0°C , что исключает существование мерзлоты. В современных условиях мощность мерзлых пород здесь невелика, поэтому следует ожидать полное их протаивание. Редкие острова мерзлоты могут сохраниться на долготах 52-60° в.д., т.е. в Малоземельской и на западе Большеземельской тундр. Восточнее можно предположить более широкое распространение островной мерзлоты.

Увеличение летних теплозапасов ($\Omega_{\text{пр}}$) на 14-17% по сравнению с современными приведет к более глубокому протаиванию. В торфе оно будет равно 0,58-0,63 м. Однако, если мощность мха и его теплоизоляционные свойства возрастут, то глубина протаивания сократится на 0,1-0,18 м по отношению к современной. По полевым наблюдениям Г.Г.Осадчей (2008), новообразование мерзлых пород, существующих не менее десяти лет, отмечено в современной северной тайге, хотя мощность их может не превышать 2м.

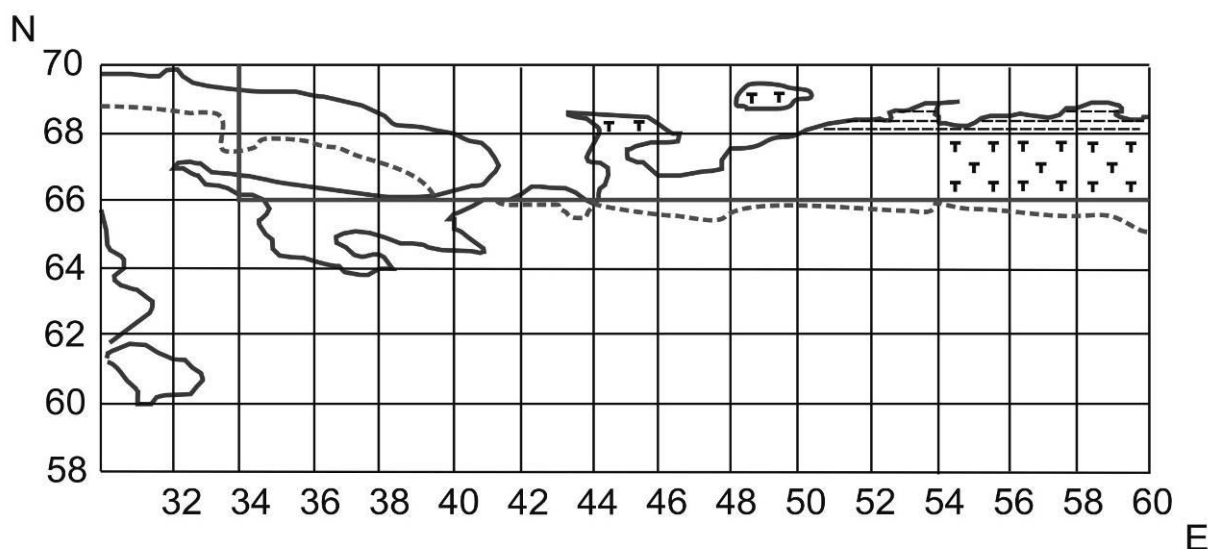
Таким образом, по 66°с.ш. граница криолитозоны отступит к востоку. Если сейчас мерзлота фиксируется на Кольском полуострове, то ее западная граница в прогнозном варианте будет располагаться на 52° в.д., вдоль долины р. Печора. Восточнее южная граница криолитозоны сохранит свое положение, но мерзлотная ситуация вдоль нее будет мягче. Мерзлые породы останутся в редких островах в ландшафтах заболоченной еловой тайги. В ряде современных массивов мерзлоты, сложенных торфом и льдистыми озерными суглинками, произойдет достаточно глубокое многолетнее протаивание (более 1,5-2,0 м) и сформируется несливающаяся мерзлота.

Современное сплошное и прерывистое распространение мерзлых пород по 68° с.ш. сменится прерывистым. В ландшафтах, сложенных песками, они с поверхности достаточно глубоко протают. Талики на западе вдоль арктического побережья могут быть сквозными, ближе к Пай-Хою – несквозными с образованием несливающейся мерзлоты.

Повышение среднегодовой температуры воздуха ожидается в пределах $1,5\ldots3,8^{\circ}\text{C}$. На этом фоне глубина протаивания в торфе увеличится при сохранении современных характеристик напочвенных покровов и будет равна 0,55-0,66 м. При увеличении мощности и теплоизолирующих свойств мха на Канином п-ове глубина протаивания будет самой большой 0,61-0,64 м. Вдоль северной окраины Большеземельской тундры увеличение ξ с ростом мощности мха до 0,15 м ожидается до 0,53-0,60 м.

В суглинках мерзлота сохранится только в Большеземельской тундре. Глубина сезонного протаивания составит 1,25-1,49 м при сохранении типа напочвенных покровов и 1,1-1,33 м при их изменении. В некоторых ландшафтах с увеличением теплоизоляционных свойств напочвенных покровов возможно и незначительное уменьшение глубины протаивания. Тренд изменения глубины сезонного протаивания $\xi_{\text{пр}}$ за весь анализируемый период представлен в Таблице.

Таким образом, в последней трети XXI века криолитозона на Европейском Севере сократится за счет ее современной западной окраины примерно на 40% (рис.). Западнее долины р. Печоры мерзлые торфяники протают, очевидно, полностью. Редкие их острова останутся только на самом севере п-ова Канин. В сохранившейся криолитозоне Европейского Севера изменится тип распространения мерзлых пород. В северной тайге (66° с.ш.) редкие острова сливающейся мерзлоты в торфе сохранятся к востоку от Тиманского кряжа (50° в.д. и восточнее). Севернее 68°с.ш. торфяники повсеместно останутся мерзлыми, но их среднегодовая температура повысится до $-0,5\ldots-2^{\circ}\text{C}$. Наиболее суровая мерзлота в торфе будет на крайнем северо-востоке, ближе к Пай-Хою.



Сливающиеся ММП на период 2046-2065 гг.

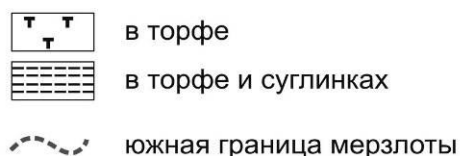


Рис. Криолитозона Европейского Севера: прогноз изменения распространения

Таблица. Европейский Север. Глубина сезонного протаивания (68°с.ш.) в тундре в суглинистых грунтах (при неизменных напочвенных покровах)

В.д.	1961-1989 гг.				2011-2030 гг.				2046-2065 гг.			
	$t_b, ^\circ\text{C}$	$t_{гр}, ^\circ\text{C}$	Ω , град/час	ξ , м	$t_{впр}, ^\circ\text{C}$	$t_{грпр}, ^\circ\text{C}$	$\Omega_{пр}$, град/час	$\xi_{пр}$	$t_{впр}, ^\circ\text{C}$	$t_{грпр}, ^\circ\text{C}$	$\Omega_{пр}$, град/час	$\xi_{пр}$, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
50	-5,6	-0,8	28714	1,26	-3,9	-0,5	31118	1,36	-2,0	-0,0	33528	1,42
52	-5,8	-0,8	31406	1,33	-4,1	-0,5	33885	1,43	-2,2	-0,0	36494	1,49
54	-6,1	-1,5	31673	1,31	-4,5	-0,5	34257	1,39	-2,5	-0,3	36945	1,48
56	-6,5	-1,5	32328	1,32	-4,8	-1,0	34988	1,41	-2,8	-0,3	37711	1,49
58	-6,9	-1,5	30365	1,27	-5,2	-1,0	33043	1,36	-3,2	-0,3	35760	1,46
60	-7,2	-1,5	24727	1,14	-5,5	-1,0	27448	1,23	-3,5	-0,3	30165	1,32
62	-7,6	-2,0	24288	1,10	-5,9	-1,0	27072	1,19	-3,8	-0,5	29789	1,30
64	-7,9	-2,0	22416	1,05	-6,1	-1,5	25238	1,12	-4,1	-0,5	27991	1,25

Глубина протаивания в торфе, в целом, увеличится на 5-15%. Однако из-за увеличения мощности и термического сопротивления мха в некоторых ландшафтах она может сократиться на 15-20%. Эта ситуация наиболее ожидаема в северной тайге (по 66°с.ш.), где и в современных условиях отмечен подобный феномен. Мерзлые породы, сложенные песками, в результате многолетнего протаивания будут характеризоваться несливающимся типом

мерзлоты. В суглинках возможно сохранение сливающегося ее типа. Глубина сезонного протаивания суглинистых пород увеличится на 13-19% при сохранении современного облика растительности, на 1-5% при увеличении мощности мха.

Выводы

1. Из всего многообразия изменения мерзлотно-ландшафтных условий в связи с потеплением климата

в принятой пространственной климатической модели реализована связь глубины протаивания, среднегодовой температуры пород, площади распространения мерзлоты со среднегодовой температурой воздуха, суммой летних градусо-часов, составом и влажностью грунтов в соответствии с их генезисом, ландшафтной зональностью через оценку особенностей напочвенных покровов.

2. Для естественных ландшафтов на равнинах западного сектора криолитозоны к 2030 г. радикальные изменения мерзлотных условий вряд ли возможны. На Европейском Севере глубина протаивания увеличится на 5-13%. На холмистых водоразделах Большеземельской тундры, сложенных песками, может появиться несливающаяся мерзлота.

3. Существенно иная ситуация ожидается вслед за продолжающимся потеплением к 2065 г. На Европейском Севере современные острова мерзлоты могут исчезнуть на западе до долготы нижнего течения р. Печоры, и общая площадь европейской криолитозоны уменьшится примерно на 40%. Преобладающими типами распространения мерзлоты в Мало- и Большеземельской тундрах будут островная и прерывистая мерзлота, а в разрезе – несливающийся ее тип. Однако, на фоне отступления мерзлоты возможно уменьшение глубины протаивания на 15-20% в органогенных грунтах.

Литература

- Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов. 2002. М., Геос, 400 с. (на русском языке)
- Геокриологические условия Печорского угольного бассейна. 1964. Изд-во Наука, 222 с. (на русском языке)
- Осадчая Г.Г. 1994. Методика определения влияния моховых покровов на температурный режим грунтов//Известия РГО. Т. 126. Вып.6, с. 71-77. (на русском языке)
- Осадчая Г.Г. 2003. Стабилизирующие реакции мерзлотных ландшафтов на изменение климатических условий//Криосфера Земли, т. VII, №4, с. 21-27. (на русском языке)
- Павлов А.В. 2008. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск. Академ. изд-во Гео, 225 с. (на русском языке)
- Павлов А.В. 1975. Теплообмен почвы с атмосферой в Северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск. книжное изд-во. Якутск, 301 с. (на русском языке)
- Порхаев Г.В. 1959. Теплофизические основы управления взаимодействием сооружений с мерзлыми грунтами//Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. II, инженерная геокриология. Изд-во АН СССР, с. 80-118. (на русском языке)
- СНиП II-18-76. 1977. Часть II. Глава 18. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.–Стройиздат, 45 с. (на русском языке)
- Тумель Н.В. 1977. Температурный режим и криогенное строение мерзлых пород восточной части Большеземельской тундры// Проблемы криолитологии. Вып. VI, М., Изд-во МГУ, с. 58-106. (на русском языке)
- Фельдман Г.М. 1983. Методическое пособие по прогнозу температурного режима вечномерзлых грунтов (на примере Западной Сибири). Якутск, 39 с. (на русском языке)
- Фельдман Г.М. 1977. Прогноз температурного режима мерзлых грунтов и развития криогенных процессов. М., Наука, 254 с. (на русском языке)
- Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири. 2011. Монография/ Под ред Н.С. Касимова и А.В. Кислова. М.: МАКС Пресс. 496 с. (на русском языке)

Ландшафтно-индикационная (геосистемная) концепция в геокриологических исследованиях: подходы и результаты

Н.Г. Украинцева, Д.С. Дроздов, Ю.В. Коростелев, Т.А. Коробова
Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Москва, Россия

Реферат

Показаны преимущества ландшафтно-индикационной (геосистемной) концепции в геокриологических исследованиях. С развитием геоинформационных технологий ландшафтные карты становятся базовой основой для экстраполяции точечных данных и создания производных картографических моделей состава, состояния и свойств геологической среды. Рассмотрены примеры использования ландшафтных карт и картометрического анализа для оценки ареалов развития криогенных оползней скольжения, при проведении мониторинга температурного режима многолетнемерзлых пород и глубины сезонного протаивания, для целей геоэкологической оптимизации нефтегазового строительства.

Ключевые Слова: Геосистемная концепция, геокриологический мониторинг, картометрический анализ, криогенные оползни, ландшафтная индикация, многолетнемерзлые породы (ММП), сезонно-талый слой (СТС).

Введение

Состояние и динамика природных и техногенных геосистем криолитозоны определяются взаимодействием геологической среды с внешними по отношению к ней сферами Земли – атмосферой, гидросферой, биосферой, криосферой, а также с техническими системами. Для выявления этих взаимодействий и оценки состояния взаимодействующих сред создаются системы картографических и информационных моделей. Это комплексные и тематические карты с соответствующими базами данных. Некоторые виды тематических карт, особенно карты геологической среды (геологические, инженерно-геокриологические, гидрогеологические), отличает одна характерная особенность – объект картографирования скрыт от непосредственного наблюдения и не всегда достоверно отображается на материалах дистанционного зондирования. Получаемая в полевых условиях информация об объекте носит точечный характер. Скважины, шурфы, траншеи, природные (обрывы по берегам рек и озер) и техногенные (стенки карьеров и шахт) обнажения – все это в масштабе карты сворачивается в точку. Возникает проблема – как положить точечную информацию на карту, как провести экстраполяцию исходных данных?

Для решения этой проблемы применяется индикационный метод, одним из основателей которого был Сергей Васильевич Викторов [1966]. Суть метода заключается в выявлении корреляционных связей между скрытыми (деципиентными) компонентами природной среды (индикатами) и внешними физиономическими компонентами, признаками и свойствами (индикаторами). В качестве индикаторов чаще всего выступает растительный покров, наиболее тесно связанный с субстратом (например, сосновые боры – на песках; ельники – на суглинках). Однако развитие теории ландшафтоведения и практики комплексных ландшафтных исследований показало, что самым надежным индикатором компонентов геологической среды является природно-территориальный комплекс

(геосистема) и его наиболее физиономичный признак – ландшафтный рисунок [Викторов, 1986, 1998].

Ландшафтно-индикационный метод предполагает использование ландшафтной карты как базовой основы для группировки, статистической обработки и экстраполяции параметров объекта картографирования. Ландшафтные карты создаются на основе типологической классификации природно-территориальных комплексов с обязательным использованием материалов дистанционного зондирования [Николаев, 1979; Мельников и др., 1983; Дроздов, 2004].

Ландшафтная карта – комплексная синтетическая модель природы

Ландшафтная карта – как комплексная синтетическая модель природы, учитывающая взаимосвязь и взаимообусловленность процессов и явлений – стала перспективной для большинства исследователей. Этому способствовало развитие геоинформационных технологий и методов визуального и автоматизированного дешифрирования дистанционных материалов, повышение качества и разрешающей способности космических снимков. Цифровые ландшафтные карты вместе с производными аналитическими картами образуют целостную систему и могут легко сопоставляться друг с другом. Подобные «комплекты» цифровых карт напоминают комплексные региональные атласы 60-70-х годов, превосходя их однако по количеству информации и технологичности составления [Божиллина, Украинцева, 2010]. Метод ландшафтной индикации получил широкое распространение в геокриологии и инженерной геологии, поскольку геосистемная, или ландшафтно-индикационная концепция оказалась весьма продуктивна для построения картографических моделей состава, состояния и свойств геологической среды [Мельников, 1983; Вечная мерзлота..., 2002; Дроздов, 2004; Ривкин, 2005; Трофимов и др., 2007].

Корреляция единиц иерархии геологических тел и геосистем глобального, регионального, локального и

элементарного уровня позволяет построить алгоритмы генерализации и экстраполяции геологических данных. Для их достоверного отображения в картографических моделях необходим корректный учёт статистической, пространственной и содержательной неравнопредставительности измерений и наблюдений (неравномерности выборок).

Структура картографических моделей определяется целевым назначением и пространственным охватом рассматриваемых карт. Четыре основных таксономических уровня геосистем могут дополнительно дробиться сообразно местным геологическим и ландшафтным схемам [Дроздов, 2004], либо заменяться перекрёстным классифицированием (матричным) таксонов геосистем [Ривкин, 2005].

В рамках этой концепции для отдельных регионов страны (КАТЭК, Бованенковское и Уренгойское газоконденсатные месторождения в Западной Сибири и др.) созданы цифровые модели ландшафтных карт, а на их основе – серии аналитических карт геологических и геокриологических свойств геосистем.

Международная Циркумполярная карта растительности (Circumpolar Arctic Vegetation Map) масштаба 1:7 500 000 [CAVM, 2003] также создана на основе цифровой ландшафтной карты. Цифровая ландшафтная карта стала базовой для комплекта мелкомасштабных тематических карт Российской Арктики (геологических, мерзлотных, геохимических, биоклиматических и др.) [Гравис и др., 2003]. В блоке ландшафтных карт Национального Атласа России впервые появилась карта потенциальной активизации мерзлотных процессов в ландшафтах криолитозоны. Степень потенциальной активизации мерзлотных процессов оценивается здесь по доле площади ландшафта, которая может быть поражена этими процессами. Кроме того, учитываются скорость развития процессов и возможность затухания процессов за счет природных факторов [Тумель, Королёва, 2008].

Современные возможности картометрического анализа

Развитие компьютерных методов обработки пространственной информации вывело картографирование на принципиально новый уровень, позволив наконец в полном объеме вести количественный анализ морфологической структуры ландшафтов, ландшафтного рисунка с вычислением разнообразных показателей сложности, неоднородности и контрастности [Николаев, 1979; Ивашкина, Николаев, 1971; Геренчук, Топчиев, 1970; Виктор, 1986; Мельников и др., 1983 и др.]. Геоинформационные технологии позволяют решать самые сложные картометрические задачи и дают новую жизнь разработанным ранее методическим приемам математико-статистического анализа карт. Информация о количественной оценке неоднородности ландшафтной структуры, степени антропогенной нарушенности ландшафтов

востребована специалистами самых разных отраслей хозяйства, использующих природные ресурсы.

Т.о., проведение математико-статистического анализа карт повышает их научную и практическую ценность. Карта становится не только результатом, пространственной моделью природных объектов, но и основой для дальнейших многоцелевых исследований.

Оценка ареалов развития криогенных оползней скользящего типа в типичных тундрах Западной Сибири

В ходе многолетних (начиная с 1978 г.) инженерно-геокриологических исследований на Ямале и Западном Гыдане нами было установлено, что высокоствольные ивняки развиваются в типичной тундре благодаря совместному действию двух ведущих факторов: засоленности многолетнемерзлых пород (ММП) и криогенного оползания. Ареал распространения ивняковых тундр совпадает с границей засоленных с поверхности морских отложений, а сами ивняки являются индикаторами древней оползневой активности [Украинцева, 1997; Ukrainitseva, 2008]. На этом основано картирование оползневого процесса в подзоне типичных тундр.

Наиболее подробно описана территория Бованенковского газоконденсатного месторождения (ГКМ) на Западном Ямале с детализацией до геосистем ранга урочищ, образующих морфологическую структуру местностей и ландшафтов (м-б 1:25 000 и 1:100 000). Ландшафтным индикатором древних оползней (старше 300 лет – [Лейбман, Кизяков, 2007]) являются высокоствольные ивняки, а современные молодые оползни можно индентифицировать по пионерным луговым сообществам с участками незадернованных поверхностей [Ukrainitseva, 2008]. На молодых оползнях процесс рассоления морских отложений находится в начальной стадии. Засолены не только мерзлые породы, но и сезонно-талый слой (СТС), повышена минерализация надмерзлотных вод и растительного покрова [Украинцева, 1997]. На древних оползнях засоленные ММП залегают на глубине 2-5 м, преобладают рассоляющиеся (или рассоленные по А.В.Брушкову [2007]) типы разрезов.

Расчет параметров ландшафтной структуры (рис.1) показал, что максимальное распространение оползневых склонов и засоленных с поверхности ММП характерно для крупнохолмистых термоденудационных местностей верхнеплейстоценовых морских равнин (III м:V – 47%). Доля молодых оползней в каждой местности существенно ниже доли старых и древних оползневых склонов. На низких уровнях (I-II террасы) молодые оползни отсутствуют совсем.

На основе проведенного анализа составлена карта-схема распространения оползневых склонов разного возраста и глубины залегания засоленных ММП на территории Бованенковского месторождения (рис. 2).

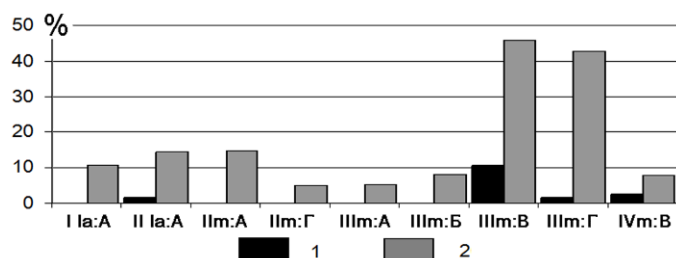


Рис.1. Доля молодых и древних оползней в структуре ландшафтов и местностей (Бованенковское месторождение)
1 – молодые оползни; 2 – старые и древние оползни.
Ландшафты морских террас: IVm – четвертая; IIIm – третья; IIm – вторая. Ландшафты озерно-аллювиальных террас: IIIa – вторая; IIa – первая. Местности: А – озерно-болотные; Б – хасырейные; В – крупнохолмистые; Г – увалистые.

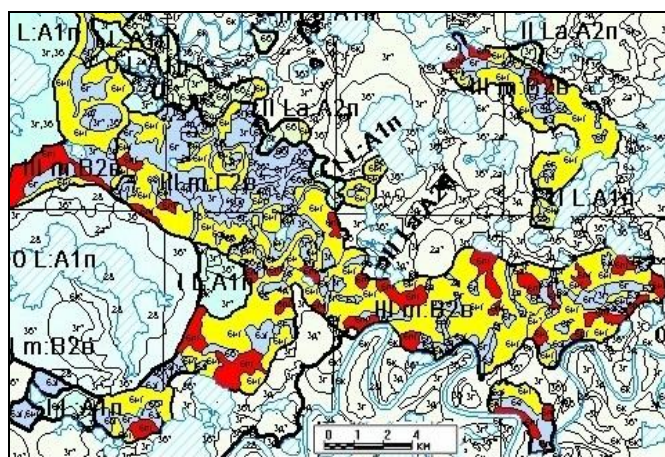


Рис. 2 Карта распространения оползневых склонов и глубины залегания засоленных морских отложений на территории Бованенковского ГКМ (фрагмент)
Глубина залегания засоленных ММП: 1 – с поверхности, склоны с молодыми оползнями; 2 – с глубины 2-5 м, древние оползневые склоны, заросшие высокоствольным ивняком

Для экстраполяции полученных данных на всю типичную тундру использовалась изданная в 1991 г. «Карта природных комплексов севера Западной Сибири» масштаба 1:1 000 000. В подзоне типичных тундр на карте выделено 8 ландшафтных районов, каждый из которых охарактеризован гистограммой морфологической структуры, т.е. долей различных ландшафтов и местностей. Легенда к крупномасштабной ландшафтной карте Бованенковского ГКМ была генерализована и приведена в соответствие с легендой изданной карты, что позволило экстраполировать данные по принципу ландшафтных аналогий.

Согласно расчёту ареалы развития форм проявления оползневых процессов занимают более 16% общей площади типичных тундр Западной Сибири (рис.3). Это значительная цифра, учитывая то, что оползни приурочены к наиболее расчлененным возвышенным участкам. Максимальная активность развития оползней – свыше 30% площади района – характерна для Центрального Ямала (район 12) и Западного Гыдана (район 14), где преобладают холмистые термоденудационные местности, сложенные многолетнемерзлыми морскими суглинками и

глинами с засоленностью свыше 0,5% [Дубиков, 2002]. Около 15-20% площади занимают оползневые склоны в пределах Западного Ямала (район 11), Гыданской гряды (район 16) и Танамо-Енисейского междуречья (район 18). По расчлененности эти районы почти не уступают первым двум, но в составе отложений возрастает доля песков, перекрывающих засоленные морские толщи. Доля оползневых склонов минимальна в низменных заболоченных преимущественно песчаных районах с широко развитой речной сетью: (районы 13, 15, 17).

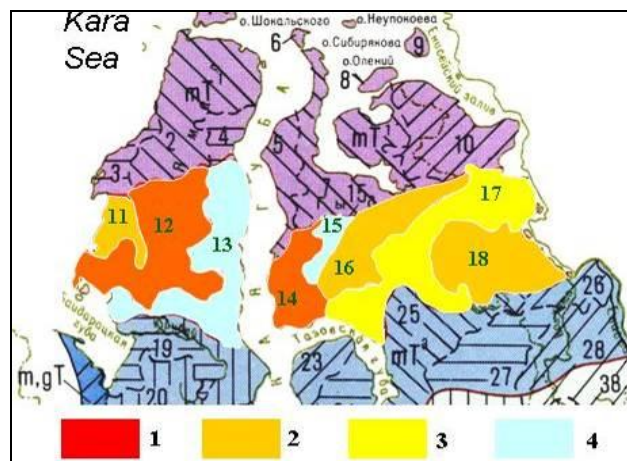


Рис.3 Распространение оползневых склонов в подзоне типичных (субарктических) тундр.

1 – более 30%; 2 – 15-30%; 3 – 5-15%; 4 – менее 5%
Ландшафтные районы: 11 – Западно-Ямальский; 12 – Центрально-Ямальский; 13 – Восточно-Ямальский; 14 – Западно-Гыданский; 15 – Северо-Гыданский; 16 – Центрально-Гыданский; 17 – Антипаюта-Танамский; 18 – Танамский

Ландшафтные карты и геокриологический мониторинг

В настоящее время одна из главных особенностей тематических съемок – насыщение объектов съемки точными количественными показателями, организация системы режимных наблюдений и мониторинга [Божилкина, Украинцева, 2010; Мельников и др. 2009; А.В. Павлов, 2008; Малкова, 2010].

В связи с освоением нефтегазоносных областей России, большинство которых находится в криолитозоне, широкое развитие получила инженерно-геокриологическая съемка. На соответствующих картах должны быть отражены качественные и количественные характеристики грунтов: литологический состав, физико-механические и физико-химические свойства, опасные экзогенные процессы (активность проявления, пораженность площади), состояние (мерзлое, талое), а для мерзлых пород – льдистость, температура, мощность сезонно-талого слоя (СТС). Многие свойства грунтов существенно меняются с течением времени, особенно в связи с климатическими трендами. Для их достоверного отображения на карте необходим значительный массив данных и анализ пространственно-временных рядов.

Вопрос об организации специальных стационаров для изучения динамики верхних горизонтов криолитозоны был поставлен еще на рубеже 1920-30-х годов М.И.Сумгиным [1928]. На ряде стационаров Европейского Севера России и Западной Сибири, курируемых сотрудниками Института криосферы Земли СО РАН, в течение нескольких десятилетий проводятся непрерывные наблюдения за температурным режимом грунтов, развитием криогенных процессов и ландшафтными условиями [Москаленко, 2006; Дроздов и др., 2010; Малкова, 2010; Васильев и др., 2008]. Система этих наблюдений получила международное признание, финансовую и техническую поддержку международных проектов. Так проект TSP – термическое состояние криолитозоны, – позволил возобновить круглогодичные температурные исследования в скважинах с использованием логгеров – автоматических приборов для записи и хранения данных [Мельников и др., 2009].

На региональном уровне по данным многолетнего геокриологического мониторинга территории Уренгойского ГКМ создана серия карт температуры ММП для разных временных срезов (рис.4) [Дроздов и др., 2010].

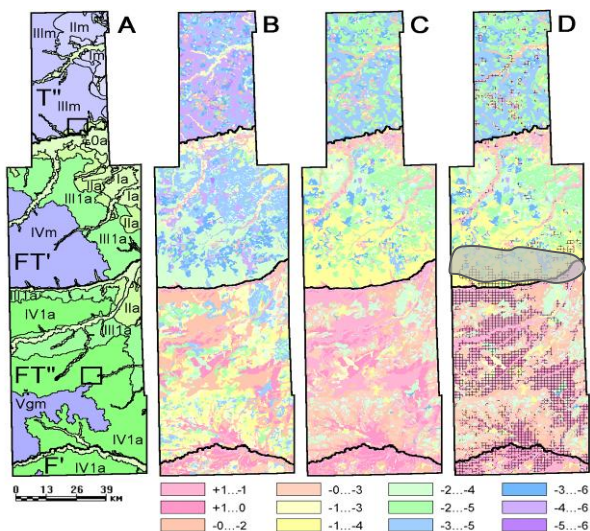


Рис.4 Природная динамика температуры ММП на территории Уренгойского месторождения (Западная Сибирь)

А – карта типов геосистем (ландшафтов); В, С, D – температура грунтов в разные годы: в 1977 (В), в 1997 (С), в 2005-2009 (D); черная решетка – площади с опускающейся кровлей мерзлоты; серый контур – область продвижения к северу предтундровых редколесий и потенциального появления участков опускающейся кровли ММП

За 20 лет (1977-1997 гг.) температура повысилась примерно на 1°C, а последнее десятилетие характеризуется её стабилизацией при одновременном массовом опускании кровли ММП. Это означает, что порог устойчивости мерзлых пород перейден, на глубине от 2 м до 5-8 м формируется надмерзлотный талик. Продвижение предтундровых редколесий на 30-40 км к северу может создать условия для появления участков опускающейся кровли ММП на междуречьях северной лесотундры (рис.4, D).

В рамках проекта CALM (Циркумполярный мониторинг сезонно-талого слоя) с середины 1990-х гг. в различных регионах России организованы специальные площадки и проводятся наблюдения. В том числе построены крупномасштабные (1:5 000) карты природных геосистем элементарного уровня генерализации (ранг фаций, рис. 5).

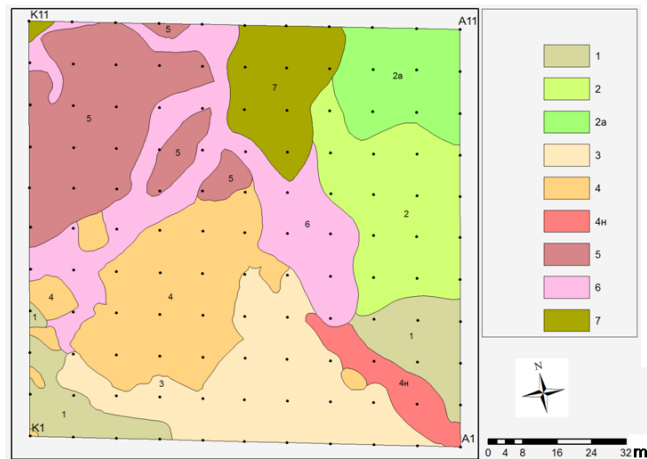


Рис. 5. Ландшафтная карта площадке CALM в южной лесотундре (УКПГ-5)

Фации: 1 – бугристые моховые тундры; 2 – лиственничные лишайниковые редины; 2а – то же, западно-бугристые; 3-5 – торфяники: 3 – морошково-сфагновые; 4 – полигональные сфагново-лишайниковые; 4н – то же, нарушенные; 5 – полигональные лишайниковые с ерником; 6 – заболоченные ложбины; 7 – лога с ерниками (до 1,5 м).

Эти карты можно использовать для оценки локальной неоднородности глубины протаивания. С применением ГИС-технологий создана серия пространственных картографических моделей, демонстрирующая четкую связь мощности СТС с фациальной структурой геосистем (рис. 6).

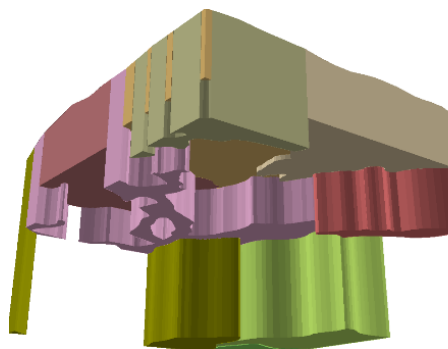


Рис.6. Средняя для фаций глубина СТС на площадке CALM в южной лесотундре (Уренгойское месторождение, УКПГ-5)

Оценка ландшафтной структуры Западного Ямала

Анализ ландшафтной структуры территории Западного Ямала проведен в подзоне типичных тундр на основе материалов ландшафтной съемки трассы проектируемого трубопровода масштаба 1:100 000 (ВСЕГИНГЕО, 1978-1979 гг.). На основе созданной ГИС с векторными слоями геосистем разного ранга (рис.7) рассчитаны доли площадей всех местностей в каждом типе ландшафта и проведена количественная оценка структуры ландшафтных районов типичных тундр.



Рис.7. Фрагмент ландшафтной карты района типичной тундры Западного Ямала

Исследуемая территория включает в себя два ландшафтных района: пологоувалистых слабо заболоченных равнин и плоских пологоувалистых сильно заболоченных равнин (районы 12 и 13, см. рис.3). Для района №12 характерна контрастная ландшафтная структура с преобладанием высоких морских террас (III m и IV m), где доминируют эрозионные (плоские, слабонаклонные, и холмистые) местности с разветвленной древовидной сетью балок и логов (Вп, Вр, Вв), занимающие до 55% площади (рис. 8). Холмистые и холмисто-увалистые местности (Вх) занимают 11% площади. От 10% до 20% общей площади района занимают плоские и волнистые озерно-болотные (Ав, Ап, Ар) и хасырейные (Бп, Бв) местности, встречающиеся в разных ландшафтах. На долю крупных речных долин приходится около 5% территории района.

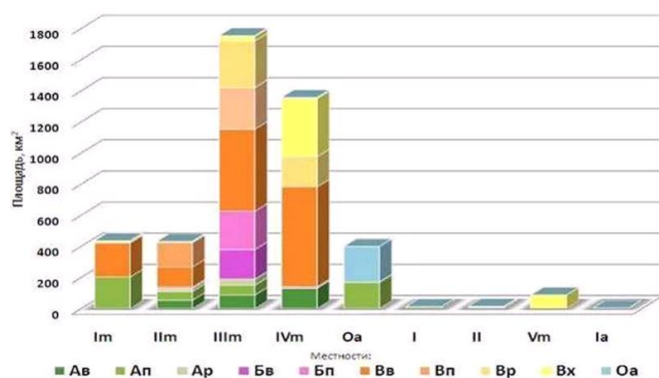


Рис.8. Ландшафтная структура района пологоувалистых слабо заболоченных равнин типичной тундры (№12)

Для района №13 характерна более однообразная ландшафтная структура (рис.9). Основную площадь занимают III, II морские террасы и поймы крупных рек. Повсеместно доминируют плоские и волнистые озерно-болотные и озерно-котловинные местности (Ав, Ап, Ар) – 44% от площади района. Заметно уступают им (35%) эрозионные местности с древовидной сетью оврагов и логов (местности Вп, Вр, Вв) и речные долины (19%).

Количественная оценка структуры ландшафтных районов Западного Ямала позволяет наглядно представить приуроченность типов местностей к определенным ландшафтам и ландшафтным районам и оценить контрастность и разнообразие

ландшафтных условий. Коэффициенты сложности ландшафтной структуры можно использовать для планирования объемов буровых работ и общей оценки стоимости изысканий при проектировании трасс трубопроводов и других объектов нефтегазового комплекса.

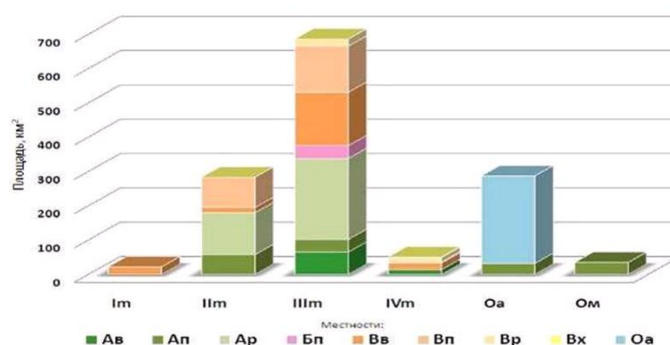


Рис.9. Ландшафтная структура района плоских сильно заболоченных равнин типичной тундры (№13)

Выводы

Ландшафтная карта – как комплексная синтетическая модель природы – все чаще используется в геоинформационных системах в качестве базовой карты, контурной и содержательной основы для целого набора производных карт – срочных, т.е. разовых, и обновляемых – мониторинговых. Геосистемная или ландшафтно-индикационная концепция оказалась весьма продуктивна для построения картографических моделей состояния и свойств геологической среды глобального, регионального, локального и элементарного уровней генерализации.

Данные геоэкологического мониторинга, положенные на ландшафтную основу, позволяют выявить пространственно-временные закономерности температурного режима ММП как на региональном, так и на локальном уровне исследований. Математико-статистический анализ карт повышает их научную и практическую ценность. Карта становится не только результатом, пространственной моделью природных объектов, но и основой для дальнейших многоцелевых исследований и многовариантных прогнозов.

Пример картографического решения региональной научной проблемы – оценка пространственного распространения криогенных оползней скольжения в подзоне типичных тундр Западной Сибири, проведенная на основе локального ландшафтного анализа территории Бованенковского ГКМ. Полученная принципиальная модель позволяет прогнозировать перераспределение площадей, подверженных оползанию в случае смещения зональных ландшафтных границ при климатических изменениях.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента Российской Федерации (грант НШ-5582.2012.5), грантов РФФИ №№ 11-05-00544-а, 11-05-10084-к, 09-05-10030-к, 10-05-10027-к,

интеграционных программ Президиума СО РАН; международных проектов TSP и CALM (Фербенкс, США) – гранты NSF OPP-9732051, OPP-0225603, а также организационной помощи ООО «Газпром добыча Уренгой».

Литература

- Божилина Н.А., Украинцева Н.Г. Полевые тематические съемки в создании карт природы // Геодезия и картография, 2010, №6, с. 36-41.
- Брушков А.В. Засоленные многолетнемерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства // Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах. Отв.ред. акад. В.П. Мельников. – М.: Изд-во Эпоха, 2007, с.4-33.
- Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли, 2008, Том XII, № 2, с.10-18.
- Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов. – М., ГЕОС, 2002. – 400 с.
- Викторов А.С. Математическая морфология ландшафта. – М.: Тратек, 1998. – 220 с.
- Викторов А.С. Рисунок ландшафта. – М.: Мысль, 1986. – 179 с.
- Викторов С.В. Использование индикационных географических исследований в инженерной геологии. – М.: Недра, 1966. – 120 с.
- Геренчук К.И., Топчиев А.Г. Информационный анализ структуры природных комплексов // Изв. АН СССР: Сер. геогр., 1970, № 6, с.132-140.
- Гравис Г.Ф., Дроздов Д.С., Конченко Л.А. и др. Использование ландшафтной основы для составления комплекта тематических карт Арктики России. // Биогеография, вып.11. – М.: Русс.геогр.общество, 2003, с.48-52.
- Дроздов Д.С. Информационно-картографическое моделирование природно-техногенных сред в геоэкологии: автореф. дисс. на соиск. уч. степени д.г.-м.н. – Тюмень, 2004. – 49 с.
- Дроздов Д.С., Украинцева Н.Г., Царев А.М., Чекрыгина С.Н. Изменения температурного поля мерзлых пород и состояния геосистем на территории Уренгойского месторождения за последние 35 лет (1974-2008 годы) // Криосфера Земли, 2010, Т. XIV, №1, с.22-31.
- Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. – М.: ГЕОС, 2002. – 246с.
- Ивашутина Л.И., Николаев В.А. Контрастность ландшафтной структуры и некоторые аспекты ее изучения // Вестник Моск. ун-та: сер. 5, География, 1971, № 5, с.70-77.
- Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. – М.: Институт криосферы Земли СО РАН, 2007. – 206 с.
- Малкова Г.В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский // Криосфера Земли т. XIV, №3, 2010, с. 3-15.
- Мельников В.П., Васильев А.А., Дроздов Д.С. и др. Геоэкологический мониторинг, современное состояние наблюдательной сети в России, задачи и перспективы развития// Тез. Докл. межд. совещ. по итогам МПГ, 28 сент. – 1 окт. 2009 г., Сочи : Сочинский научный центр РАН, 2009, с.85.
- Мельников Е.С., Вейсман Л.И., Москаленко Н.Г. и др. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции /– Новосибирск: Наука, 1983. – 165 с.
- Москаленко Н.Г. Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции. – Институт криосферы Земли СО РАН, 2006, 357с.
- Николаев В.А. Проблемы регионального ландшафтоведения. – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1979. – 160 с.
- Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. – Новосибирск, Изд-во “ГЕО”, 2008. – 229 с.
- Ривкин Ф.М. Геоинформационное моделирование условий возведения трубопроводных магистралей в криолитозоне: автореф. дисс. на соиск. уч. степени д.г.-м.н. – Тюмень, 2005. – 51с.
- Сумгин М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. – Владивосток: Н.К.З. Дальне-Восточная Геофизическая Обсерватория, 1928. – 372 с.
- Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Харьковина М.А. Эколого-геологические карты. Теоретические основы и методика составления: Уч. пособие /Под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Высш. школа, 2007. – 407 с.
- Тумель Н.В., Королева Н.А. Мерзлотно-ландшафтная дифференциация криолитозоны России как основа геоэкологических исследований // Инженерная геология, 2008, №2, с.11-14.
- Украинцева Н.Г. Ивняковые тундры Ямала как индикатор засоленности поверхностных отложений // Итоги фундаментальных исслед. криосферы Земли в Арктике и Субарктике. – Новосибирск: Наука, 1997, с.182-187.
- CAVM Team. 2003. Circumpolar ArcticVegetation Map. Scale 1:7,500,000. Conservation of Arctic Flora and Fauna (CAFF) Map No. 1, U.S. Fish and Wildlife Service, Anchorage, Alaska. CAVM.
- Ukrainitseva N.G. Vegetation Response to Landslide Spreading and Climate Change in the West Siberian Tundra // Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks, June 29–July 3, 2008, V.2, p.1793-1798.

Роль криогенного напора при формировании повторно-жильного льда и многолетних бугров пучения

А.А. Урбан

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Реферат

Развитие криогенного напора сопутствует подземному льдообразованию и приводит к появлению особых деформаций осадочной слоистости промерзающего грунта. Процессы и формы криогенного напора слабо изучены. Опыт проведения экспериментов в этом направлении невелик. Отдельные сообщения о воздействии криогенного напора на инженерные сооружения не раскрывают условий развития горизонтального давления в промерзающем грунте. В статье рассматриваются следы криогенного напора в толще аллювиальных отложений с повторно-жильным льдом, и устанавливаются аналогичные следы в разрезах многолетнего бугра морозного пучения.

Ключевые Слова: Булгуннях; криогенный напор; морозное пучение; повторно-жильный лед.

Введение

Американский исследователь Х.М. Икин впервые ввел в литературу термин «морозный напор» (Eakin 1916). По определению этого автора, морозное пучение (перемещение главным образом вверх минерального грунта при промерзании) следует отличать от явлений морозного напора, выраженных преимущественно горизонтальном движении того же грунта. Хотя данное утверждение Х.М. Икина имеет уязвимые стороны, разграничение им криогенного пучения и криогенного напора важно учитывать при характеристике состава и строения мерзлого грунта (Hopkins & Sigafos 1951).

Позже Дж. Лаба (Laba 1970) слово «напор» употребил для обозначения термического расширения льда при повышении температуры. Он отметил, что такое расширение также приводит к развитию боковых напряжений. Однако, по определению Х.М. Икина, морозный напор – самостоятельный процесс, связанный с давлением замерзающей воды в охлаждающемся грунте.

В полигональных системах вмещающие породы находятся в определенных закономерных соотношениях с жильными льдами. По мнению большинства исследователей нарушение горизонтального залегания пород у контактов с ледяными жилами является следствием их деформации в мерзлом состоянии за счет давления, оказываемого на них растущими в ширину ледяными жилами (Достовалов, 1952; Попов, 1952; Шумский, 1952 и др.). И многие факторы свидетельствуют о том, что деформации органо-минеральных льдистых отложений в мерзлом состоянии имеют место.

Известно, что возникающее при росте ледяных кристаллов давление направлено в большинстве случаев под прямым углом к изотерме охлаждающегося грунта (Taber 1929, 1930a, 1930b). Поскольку промерзание грунта С. Тэбером рассматривалось как процесс, распространяющийся книзу от земной поверхности, этим автором подчеркивалась ведущая роль морозного пучения, а не морозного напора при льдообразовании в грунте. Однако еще А. Хамберг (Hamberg 1918) обратил

внимание на сложный характер промерзания грунта как гетерогенного материала и на возможность развития давления в нем в разных плоскостях при льдообразовании.

В 1954–1955 гг. В.О. Орлов процессы морозного пучения и криогенного напора изучал на опытных площадках Игарской НИМС. Этим исследователем было отмечено, что возникающие при замерзании грунтовой воды давления «...способны вызвать изгиб мерзлого слоя грунта значительной мощности» (Орлов 1962). В то же время В.О. Орловым сделан вывод о том, что вертикальное перемещение грунта в зоне такого изгиба сопровождается «...некоторым горизонтальным смещением мерзлого пласта, причем величина этого смещения будет увеличиваться по мере приближения к поверхности грунта». По-видимому, горизонтальное перемещение промерзающего грунта происходит в объеме бугров пучения.

По данным автора этой статьи, деформации слоев криогенным напором в промерзающем грунте имеют место в естественных условиях. Такое смятие сопровождало аккумуляцию аллювиальных толщ, содержащих в своем составе повторно-жильный лед, и сопровождало формированию бугров морозного пучения в районе дельты р. Лена.

Описание участка работ

Исследуемая часть территории промерзающего грунта располагается на севере Якутии в районе дельты р. Лена (рис. 1).

Площадь дельты р. Лена составляет около 29 тыс. кв. км. Эта обширная территория подразделяется на относительно низкую восточную часть, где распространены отложения голоцена, и более высокую западную часть, в которой значительная площадь слагается породами плейстоцена (Коротаев 1965).

В западной части выделяются юго-западный и северо-западный районы этой дельты. Первый представлен древними островами-останцами с высотными отметками более 30 м.

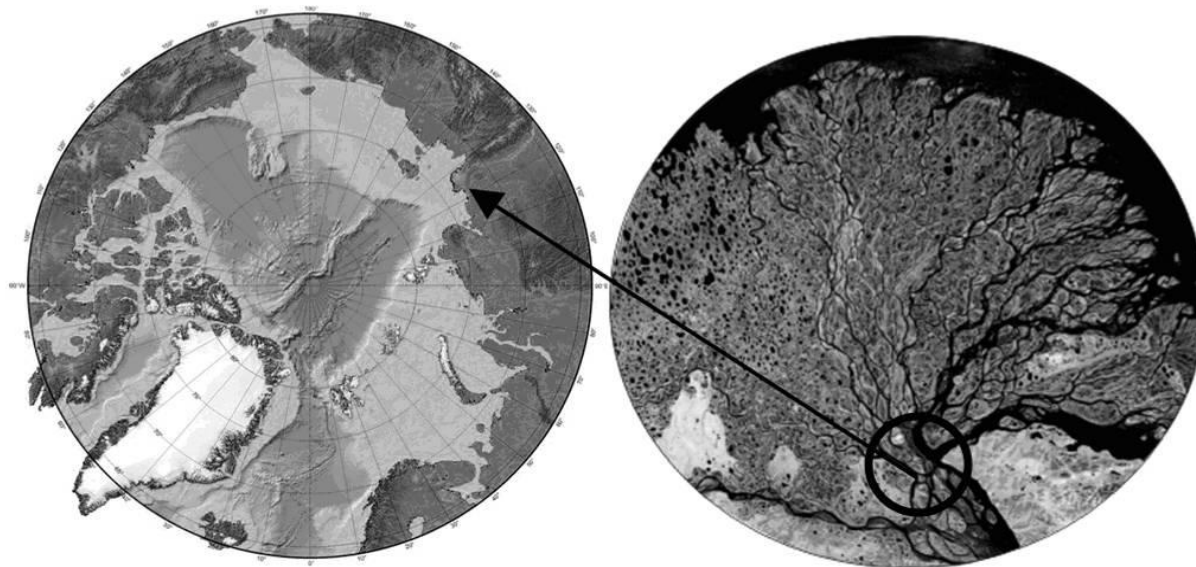


Рис. 1. Схема расположения исследуемого участка

Строение их определяется наличием льдистых толщ супесей и суглинков, включающих многочисленные и достаточно протяженные по вертикали тела повторно-жильного льда (ледяные жилы), в разрезе островов. Подобные толщи одни исследователи называют «едомными» отложениями, другие – ледовым комплексом.

Менее широко развиты породы ледового комплекса в северо-западном районе дельты р. Лена. В этом районе часто встречаются песчаные острова с альтитудами поверхности ниже 30 м (Григорьев 1993).

Отложения ледового комплекса слагают обширные участки едомы в рельефе третьей надпойменной террасы, на юго-западе дельты р. Лена, где эта терраса примыкает к склонам кряжа Чекановского. Восточнее подобные участки встречаются на островах Сардах, Собо-Сисе и некоторых других, а также на полуострове Быковском. Абсолютная высота участков едомы в устьевой области р. Лена изменяется от 20 до 60 м, но чаще она составляет 35–45 м.

По имеющимся данным, среднегодовая температура воздуха в дельте р. Лена составляет $-12,7^{\circ}\text{C}$. Средние температуры января $-30,5$, июля $7,7^{\circ}\text{C}$. Абсолютный максимум температур достигает $32,7$, абсолютный минимум -53°C . Отрицательная средняя суточная температура воздуха держится до 9 месяцев в году.

В этой области за год выпадает от 200 до 250 мм осадков. На летние месяцы приходится более половины годовой нормы (только за июль-август – более 100 мм). Устойчивый снежный покров образуется во второй половине сентября и сохраняется до середины июня. В долинах и на дне крупных оврагов снежники исчезают лишь в июле-августе, а некоторые сохраняются в течение всего лета (Самойлов 1952, Каротаев 1965, Григорьев 1966, Залогин и Родионов 1969).

Многолетнемерзлые породы (ММП) характеризуются мощностью от 50 м – в районе Оленекской протоки, до 650 м – в районе п. Тикси (Григорьев 1966). С приближением к береговой линии моря мощность этих пород существенно уменьшается. Под крупными озерами и протоками формируются как замкнутые, так и сквозные талики.

Температура ММП в устьевой области р. Лены одна из самых низких в сравнении с другими устьевыми участками Арктического бассейна. На подошве слоя годовых теплооборотов температура ММП варьирует от -8 до -13°C . Мощность этого слоя в разных ландшафтных условиях составляет от 10 до 20 м.

Ледовый комплекс – сложно стратифицированная толща позднего плейстоцена, придает специфику разрезам третьей надпойменной террасы. Мощность этих льдистых супесей и суглинков, насыщенных повторно-жильным льдом, достигает нескольких десятков метров. Строение их осложняется линзами разнозернистых песков и торфянистого материала. Местами имеются отдельные включения гравия и гальки. Нижняя часть мощных ледяных жил проникает в подстилающие отложения на глубину до 10 м. Подстилают ледовый комплекс песчаные слоистые и часто мощные (до 7 м) торфянистые горизонты.

Ледовый комплекс иногда перекрывается линзами современных озерных, болотных и оловых осадков, и пойменными отложениями (Григорьев 1993).

Параметры сезонного протаивания на третьей надпойменной террасе существенно изменяются в зависимости от степени увлажненности, характера растительного покрова и геоморфологического положения грунта. Так, в пределах заболоченных и торфянистых участков наблюдаемые в начале сентября мощности СТС составляют 0,2–0,4 м.

В зоне дренированной и незадернованной поверхности толщина СТС равна 0,5–0,7 м. Местами вблизи бровки и на склонах террас нижняя граница

песчаного СТС прослеживается на глубине 1 м. В среднем глубина сезонного оттаивания грунтов этих террас варьирует от 0,4 до 0,6 м.

На месте спущенных озер и промерзающих таликов формируются многолетние бугры морозного пучения грунта. Такие бугры – булгуньяхи, имеются, в частности, на территории о. Самойловский.

Результаты исследований

Территория острова Самойловский, на которой проводились исследования, расположена в 120 км

южнее моря Лаптевых ($72^{\circ}22'N$, $126^{\circ}30'E$). Площадь этого острова составляет от 5,5 до 6 кв. км, и в его рельефе выделяются низкая и высокая пойменная террасы. В строении той и другой присутствуют промерзающие толщи четвертичных отложений. На первой террасе имеются места ежегодного и периодического затопления (рис. 2). Поверхность второй террасы осложнена полигонами разной формы и размеров, а также разной степени увлажнения.

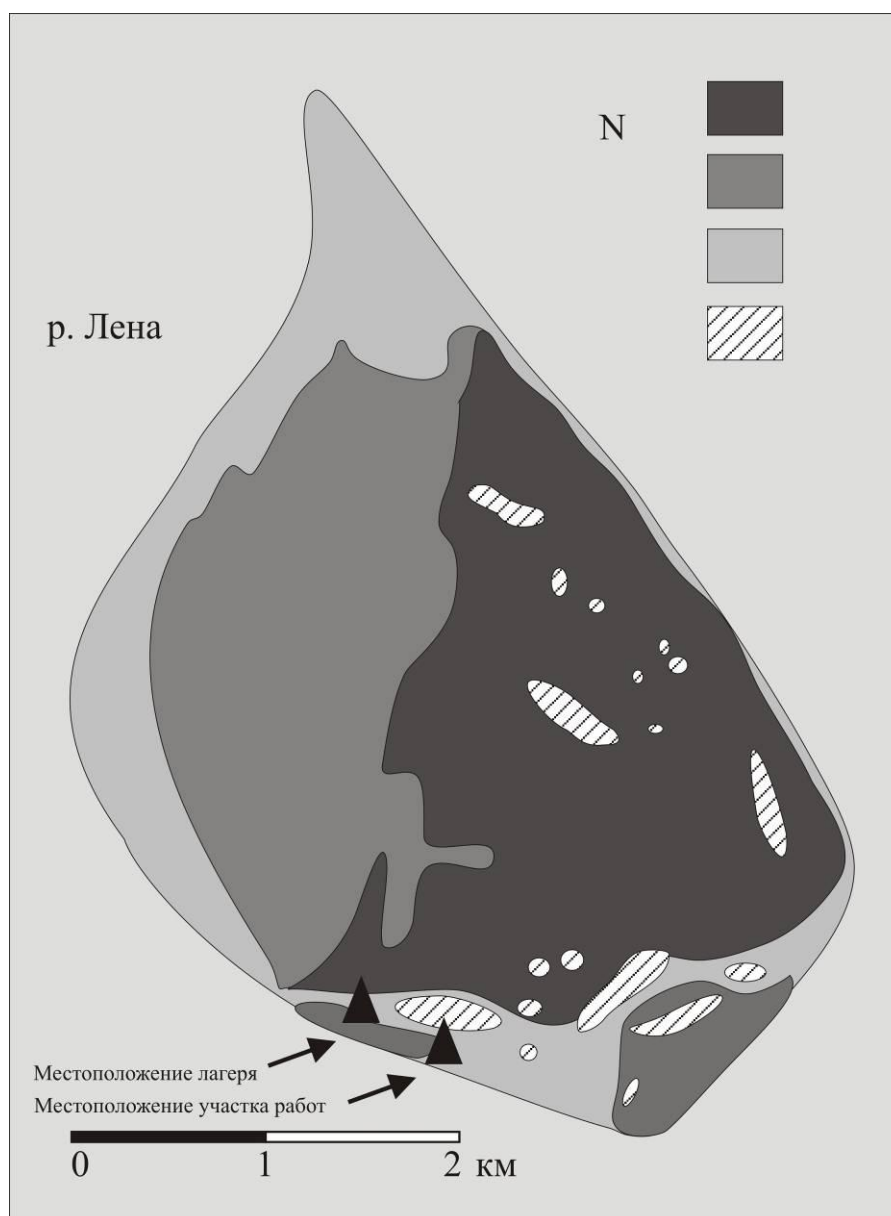


Рис. 2. Схема поверхности о. Самойловский

По данным бурения 1998 г., отложения второй надпойменной террасы имеют торфянистый состав в верхней части и супесчано-песчаный состав в нижней части видимого разреза. Эти отложения отличаются значительной льдистостью. Объемная льдистость торфа более 80%, супесей – около 60%. Кроме того, слои супесей и торфа характеризуется наличием повторно-жильного льда мощностью до 10 м.

Температура этих отложений на подошве слоя годовых теплооборотов составляет $-8,5^{\circ}C$. Глубина сезонного оттаивания грунтов зависит от степени их увлажнения и местами достигает 0,8 м.

Состав и строение рассматриваемых грунтов изучали на юге острова, вдоль Оленекской протоки. В крутом береговом обрыве этой протоки наблюдали их разрез, представленный в таблице 1.

Таблица 1. Литологическое описание обнажения.

Интервал глубины, м	Краткое описание пород (грунтов)
0,0–0,25	Мохово-травяной покров.
0,25–3,0	Торф темно-коричневый, моховой, слабо разложившийся, плотный, с примесью песка, автохтонный. На протяжении обрыва встречаются древесные остатки. В интервалах глубины 0,5–0,75; 1,2–1,35; 2,0–2,1 м – прослой песка серого, среднезернистого, илистого.
3,0–3,3	Песок серый, среднезернистый, заиленный, с прослоем темно-коричневого торфа.
3,3–3,5	Песок светло-коричневый, среднезернистый, торфянистый, с включением почти неразложившихся древесных остатков.
3,5–3,8	Песок светло-серый, среднезернистый, торфянистый, с включением древесных остатков.
3,8–4,0	Песок желтый, с примесью органики и включениями древесных остатков.
Глубже 4,0 м	Осыпь. Высота берега – 9 м.

Литологический профиль данного разреза представлен на рисунке 3.

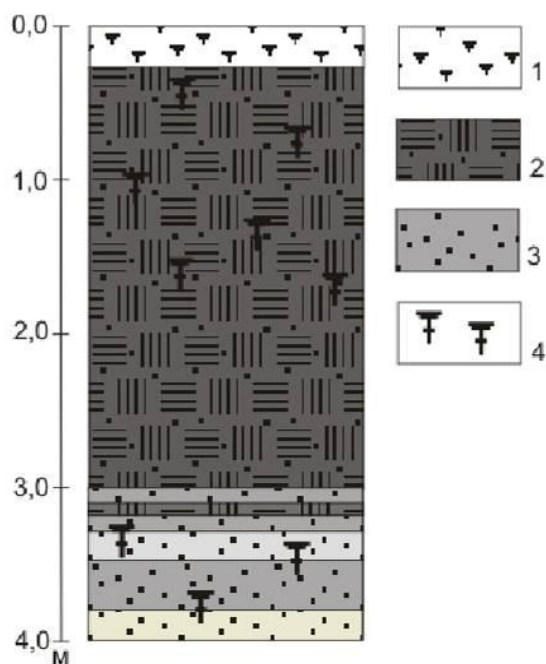


Рис. 3. Литологический разрез обнажения. 1 – почвенно-растительный покров; 2 – торф; 3 – песок; 4 – древесные остатки

Особенность приведенного разреза – наличие в нем мелкой гофрировки слоев, которые вмещают повторно-жильный лед (рис. 4).

Приведенный снимок показывает, что вся верхняя часть промерзающего массива грунта, ограниченная достаточно широкими ледяными жилами, представляет собой область более или менее гофрированных слоев супесчано-песчаных торфянистых отложений и автохтонного торфа.



Рис. 4. Общий вид разреза с отчетливой деформацией слоев промерзающих отложений

Вскрытый блок промерзающего грунта ограничен протяженными клиньями повторно-жильного льда. Их видимые размеры по вертикали составляют от 2,5 до более 5 м при ширине 1–2 м вблизи нижней границы деятельного слоя.

Вдоль контакта повторно-жильного льда с вмещающими отложениями их слои сильно изогнуты вверх. Это находит отражение в рельефе тундры, проявляется в образовании на ней отчетливых валиков над ледяными жилами. Высота валиков достигает 0,5 м.

Разрез промерзающих пород между жилами льда представлен менее гофрированными слоями торфа и торфянистых песков в центральной части рассматриваемого полигона. Мелкая гофрировка этих слоев может быть связана с постепенным уменьшением криогенного напора в направлении от ледяной жилы.

Вмещающие повторно-жильный лед слои торфа и торфянистых отложений в приведенном разрезе наиболее смяты на глубине 1–1,5 м. На глубине около 3 м подобные органо-минеральные слои в разрезах периферии их массива круто загнуты вверх. Это показывает, насколько сильным было напряжение в грунте на контакте с растущими ледяными жилами.

Обсуждение

Как известно, повторно-жильный лед образуется за счет заполнения водой морозобойных трещин и ее последующего замерзания. Морозобойные трещины, в которых формируется такой лед, возникают в результате напряжений, вызванных сильным охлаждением верхних горизонтов пород, когда эти напряжения превышают прочность пород на разрыв. Весной и летом в трещины попадает вода. Позже, при следующем зимнем охлаждении происходит новое растрескивание пород, причем разрывы проходят по льду, так как лед в сравнении с мерзлой породой оказывается менее прочным материалом. Из-за повторения циклов растрескивания льда, затекания новых порций воды в трещины и ее замерзания в них образуется серия тонких вертикальных, так называемых элементарных ледяных жилок, припаянных друг к другу. Таким образом, происходит разрастание каждой ледяной жилы и всей системы

жил с формированием почти непрерывной ледяной решетки. При разрастании ледяных жил развивается криогенный напор. Возникают объемные напряжения в осадочной толще. Происходит смятие отдельных слоев, которые контактируют с растущим повторно-жильным льдом, появляется неравномерная гофрировка органо-минеральных слоев и образование валиковых форм на поверхности. Следы именно этих процессов наблюдаются в приведенном разрезе промерзающего грунта.

Подобное смятие слоев происходит и при формировании многолетнего бугра пучения с ледяным ядром. Увеличение объема ледяного ядра приводит к возникновению напряженного состояния вмещающих отложений. Действие вертикальных напряжений выражается в образовании непосредственно бугров пучения путем выгибания перекрывающих отложений вверх, горизонтальные же напряжения приводят к смятию слоистости окружающих бугор отложений.

Вероятно, процесс криогенного напора в достаточно влажном промерзающем массиве дисперсных отложений протекает независимо от их литологического состава, но чем более дисперсный состав и выше льдистость вмещающих пород, тем легче они подвергаются деформациям. Вместе с тем можно считать, что морфологическое проявление этого процесса контролируется прочностью промерзающего грунта.

Исследованиями Л.Т. Роман и других авторов было установлено, что прочность на сжатие мерзлого слаборазложившегося торфа выше, чем прочность мерзлых суглинков, глин и чистого льда. Это объясняется тем, что мерзлый торф при значительной льдистости напоминает собой армированный растительными остатками лед, то есть материал с более прочными цементационными связями, нежели мерзлые глины, пески и чистый лед. Влияние льдистости-влажности на прочность мерзлых грунтов весьма существенно. С увеличением льдистости и понижением температуры грунтов их прочность закономерно возрастает.

Заключение

1. Гофрировка слоев отмечена в строении промерзающих отложений голоцена с повторно-жильным льдом на территории о. Самойловский в дельте р. Лена.

2. Смятие слоев – явление, сопутствующее подземному льдообразованию. При накоплении осадков с повторно-жильным льдом это явление распространяется преимущественно в горизонтальном направлении. При формировании бугров пучения с ледяным ядром гофрировка слоев локализуется в разрезах вершин и склонов таких бугров (булгунияхов).

3. Деформация слоистости при подземном льдообразовании происходит в отложениях независимо от их состава и является следствием развивающихся в них процессов криогенного напора.

Литература

- Cook F.A. 1956. Additional notes on mud circles at resolute Bay, Northwest Territories: *Canadian Geographers* 8. 9–17 pp.
- Corte A.E. 1962c. The frost behavior of soils: laboratory and field data for a new concept – II, Horizontal sorting: *US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and engineering Laboratory Research Rept.* 85 (20). 20 pp.
- Corte A.E. 1962e. The frost behavior of soils – II, Horizontal sorting 44–46 in *Soil behavior associated with freezing: Natl. Acad. Sci. – Natl. Research Council Highway Research Board Bull.* 331. 115 pp.
- Eakin H.M. 1916. The Yukon Koyukuk region, Alaska: *US Geol. Survey Bull.* 88pp.
- Hamberg A. 1918. Zur Kenntnis der Vorgänge im erdboden beim gefrieren und Auftauen sowie bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises in Wasser: *Geol. Fören. Stockholm, Förh.* 37. 583 – 619.
- Hopkins D.M., Sigafos R.S. 1951. Frost action and vegetation patterns on Seward Peninsula, Alaska: *US Geol. Survey Bull.* 974-C. 51–100 pp.
- Laba J.T. 1970. lateral thrust in frozen granular soils caused by temperature change: 27–37 in *Highway Research Board, Frost action: Bearing, thrust, stabilization, and compaction: Natl. Acad. Sci. – Natl. Acad. Eng., Highway Research Record* 304. 51 pp.
- Schmid, Josef. 1955. *Der Bodenfrost als morphologischer Faktor*; Heilderberg, DR Alfred Hüthig Verlag. 114 pp.
- Taber, Stephen. 1929. Frost heaving.: *J. Geol.* 37. 428–461 pp.
- Taber, Stephen. 1930a. The mechanism of frost heaving: *J. Geol.* 38. 303–317 pp.
- Taber, Stephen. 1930b. Freezing and thawing of soils as factor in the destruction of road pavements: *Public Roads* 11. 113–132 pp.
- Григорьев М.Н. 1993. Криоморфогенез устьевой области р. Лены. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 176; (на русском языке)
- Григорьев Н.Ф. 1966. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. – М.: Наука. – 180 с. (на русском языке)
- Достовалов Б.Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах.–В кн.: Исследование вечной мерзлоты Якутской республики. Вып. 3.М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 162–194. (на русском языке)
- Залогин Б.С., Родионов Н.А. 1969. Устьевые области рек СССР. – М.: Мысль. – 312 с. (на русском языке)
- Коротаев В.Н. 1965. Якутия. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Наука. – 468 с. (на русском языке)
- Орлов В.О. 1962. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. Изд-во АН СССР. (на русском языке)

Попов А.И. Морозобойные трещины и проблемы ископаемых льдов. – «Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР». М., Изд-во АН СССР, 1952, т. IX, с. 8–24. *(на русском языке)*

Самойлов И.В. 1952. Устья рек. – М.: Географиздат. – 527 с. *(на русском языке)*

Шумский П.А. Исследование ископаемых льдов Центральной Якутии. – В кн. Исследование

вечной мерзлоты в Якутской республике. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 142–161. *(на русском языке)*



Крупномасштабное картографирование криогенных ландшафтов северной тайги Западной Сибири

Е.В. Устинова

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

Картографический мониторинг проводится в северной тайге в пределах Надымского стационара в естественных условиях и в полосе трассы магистрального газопровода. Под влиянием техногенных нарушений произошла активизация термокарста, пучения и заболачивания, началось развитие дефляции на дренированных участках, сложенных песками. На участках болот, примыкающих к газопроводу, возникли зоны подтопления. Подсчет нарушенных площадей показал, что первоначально нарушенная площадь природных комплексов за счет появления новых озерков увеличилась на 22%.

Использование материалов повторной аэрофотосъемки, выполненной до нарушения и через определенные интервалы времени после него, а также проведение в те же сроки наземных исследований позволило составить серию карт геосистем изученного участка. Эта серия включает исходную карту ненарушенных геосистем, составленную в 1970 году до прокладки газопровода. На остальных картах показаны как ненарушенные геосистемы, так и геосистемы, подвергшиеся нарушениям в результате прокладки газопровода.

Ключевые Слова: Картографирование, климат, криогенные процессы, ландшафты, мониторинг, многолетнемерзлые породы.

Введение

Проблема восстановления и сохранения криогенных ландшафтов, которые под воздействием техногенных факторов разрушаются, приобретает все большую актуальность в связи с активизацией промышленного освоения Севера Западной Сибири. Для восстановления нарушенных земель определенную значимость приобретает оценка и картографирование их техногенных нарушений в условиях криолитозоны. Работы в этом направлении проводились рядом исследователей (Шаманова, Чеховский, 1975; Григорьев, 1979; Мельников и др., 1983; Граве и др., 1983; Суходольский, 1980; Невечера и др., 1985 и др.). Однако многолетний картографический мониторинг техногенных нарушений практически не проводился. Поэтому статья автора, который обобщил результаты такого мониторинга, используя фондовые материалы Института ВСЕГИНГЕО, Института криосферы Земли СО РАН и свои полевые исследования, представляет интерес для исследователей и изыскателей криолитозоны.

Объекты и методы исследований

Исследования проводились в пределах Надымского стационара, расположенного в 30 км южнее г. Надыма ($65^{\circ} 18' \text{с.ш.}, 72^{\circ} 51' \text{в.д.}$). Северо-таежные ландшафты Надымского района Тюменской области расположены в подзоне северной тайги Полуй-Надымского междуречья в краевой части III озерно-аллювиальной равнины.

Объектом исследований являются геосистемы Надымского стационара, расположенного в полосе трассы газопровода «Надым-Пунга», где в 1970 году проводились ландшафтные и инженерно-геокриологические съемки ненарушенных геосистем.

Позднее для оценки техногенных нарушений выполнялось картографирование нарушенных геосистем, стационарные наблюдения за растительным покровом, мощностью и влажностью сезонноталого слоя, температурой почв и пород под влиянием изменений климата и техногенных нарушений.

Результаты исследований

Для изучения взаимосвязи и взаимодействия компонентов геосистем на стационаре были разбиты 3 профиля, на которых были выявлены закономерности распространения фаций и урочищ, определены их площади. Профиль I-I на 8 км трассы газопровода прошел через торфяно-минеральный и минеральный бугры пучения. Наблюдения на профиле начались в 1977 году через 5 лет после укладки трубопровода в насыпи. Профиль II-II на 9 км трассы газопровода организован на плоском торфянике. Профиль III-III проходит по заболоченному мелкобугристому участку и через карьер. Во время работы на профилях были сделаны наблюдения, дающие возможность судить о развитии природных процессов, совершающихся в ландшафте. На основе анализа фондовых материалов была составлена ландшафтная карта 1970 года (рис.1), на которой выделены лесные геосистемы, развитые на талых участках; болотные геосистемы, на которых отмечается новообразование многолетнемерзлых пород и геосистемы торфяников, содержащие сильнольдистые многолетнемерзлые породы.

В районе исследования в 1970 году – до начала линейного строительства выделяется 14 видов фаций. Доминируют мелкобугристые тундровые участки с осоково-багульниково-мохово-лишайниковым покровом (урочище 4б, фация 100), плоскобугристые торфяники (урочище 4а, фации 60, 61) и болота

(урочища 3а, 3б, 3в; фации 45, 46, 50) приуроченные к плоской заболоченной поверхности равнины (рис.1).

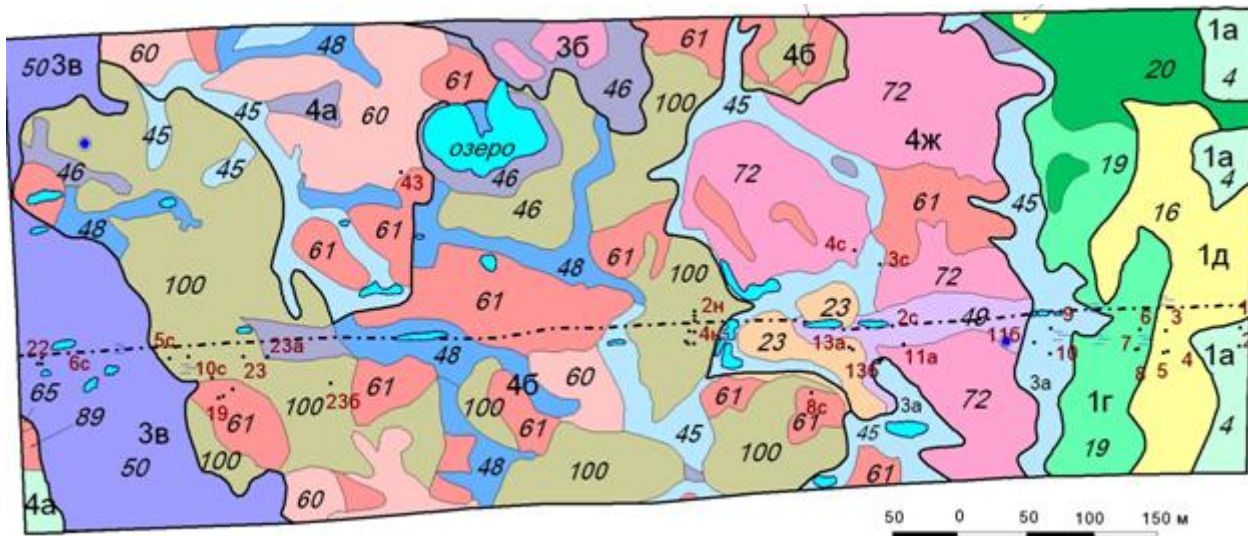


Рис.1 Ландшафтная карта 1970 года (1, 2с – номера скважин) 4-березово-сосновое бруснично-зеленомошно-лишайниковое редколесье; 16- березово-сосновое багульниково-зеленомошно-лишайниковое редколесье; 19-лиственничная багульниково-сфагновая редина; 20- лиственничная багульниково-лишайниково-сфагновая редина; 23-бугор пучения с багульниково-мохово-лишайниковым покровом; 45-топяное травяно-моховое болото; 46-пушицево-осоково-сфагновое болото; 48- пушицево-осоково-сфагновое болото с элементами торфяника; 49-кустарничково-осоково-сфагновое болото; 50- андромедово - осоково-моховое болото; 60- морошково-багульниково-сфагновый торфяник; 61-морошково-багульниково-сфагново-лишайниковый торфяник; 72- морошково-ерниково-багульниково-лишайниково-моховой торфяной бугор; 100- мелкобугристый участок с ерниково-багульниково-мохово-лишайниковым покровом; оз. – озера.

Самые большие по площади – мелкобугристые участки с ерниково-багульниково-мохово-лишайниковым покровом - (фация 100, 20,2%) и морошково-багульниково-сфагновый лишайниковый торфяник (фация 61, 12,3%). Среди болотных геосистем на территории стационара наибольшие площади занимают грядово-мочажинные болота (урочище 3в, фация 50, 8,9%) с андромедово-осоково-сфагновым покровом на грядах и пушицево-осоково-гипновым покровом по мочажинам и топяное травяно-моховое болото (урочище 3а, фация 45, 11,2%).

Площадь бугров пучения составляет 13,4%, на долю минеральных бугров пучения, сложенных с поверхности песками, приходится всего 1,4%. Общая площадь озер в 1970 году не превышала 1,5%.

В 1972 году газопровод был введен в эксплуатацию. С этого года проводятся стационарные наблюдения за растительным покровом, мощностью и влажностью сезонно-талого слоя, температурой почв и пород.

Создание коридора трубопроводной системы «Надым-Пунга», оказывает прямое и косвенное воздействие на прилегающие территории. Наиболее сильные нарушения происходили при прокладке трассы газопровода в 1971 и 1972 годах и при замене трубы в 2004 году. Менее значительные нарушения были в 1974 году при возведении ЛЭП и в 1983 году при подсыпке насыпи. Грунтовая дорога вдоль трассы подсыпается каждый год.

Использование материалов повторной аэрофотосъемки, выполненной до нарушения и через

определенные интервалы времени после него, а также проведение в те же сроки наземных исследований позволило составить серию разновременных ландшафтных и инженерно-геологических карт полосы трассы газопровода.

По составленным картам подсчитывались площади, занятые природными комплексами ранга урочищ, и составлялись гистограммы распределения урочищ (в % общей площади участка), по которым выделялись доминантные и субдоминантные виды урочищ. Для оценки современного состояния геосистем выполнялась инвентаризация техногенных нарушений по аэроснимкам и результатам маршрутных работ для каждой фации, количественно оценивалась степень нарушенности ландшафтов путем определения коэффициента площадной нарушенности (K_n), определяемого отношением площади нарушений (S_n) к общей площади типа ландшафта (S): $K_n = S_n / S$ [2].

Сравнивая фации 1970 года и 1979 (по рис.1 и 2, гистограммы рис.3), видим, что в результате техногенных нарушений увеличилась площадь пушицево-осоково-сфагновых болот с 4% до 8,5% (фация 46). Площадь торфяников наоборот уменьшилась с 12,3% до 10,4%. Площадь торфяного бугра пучения уменьшилась с 12% до 10,9%, так как через профиль I-I была проложена дорога, и часть бугра была уничтожена.

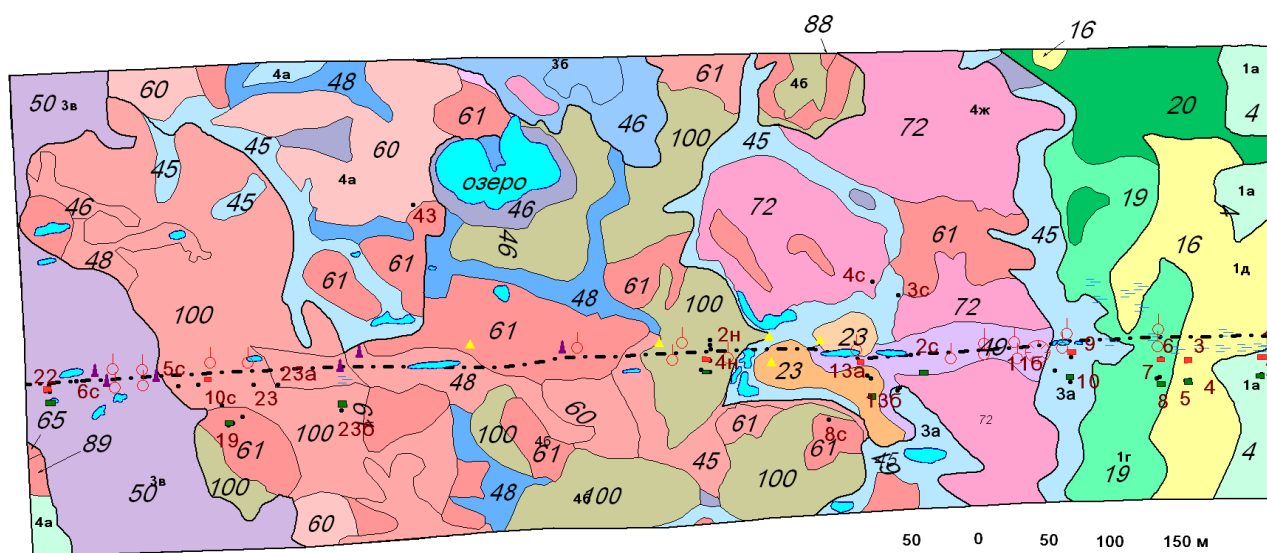


Рис.2. Ландшафтная карта 1979 года. (1 – заболачивание, 2 – термокарст, 3 – плоскостной смыв, 4 – эрозия, 5 – наблюдательные площадки: зеленые – естественные, красные – нарушенные, 6 – газопровод). Остальные обозначения см. рис.1.

Рис.3. Соотношение фаций в 1970 и 1979 годах

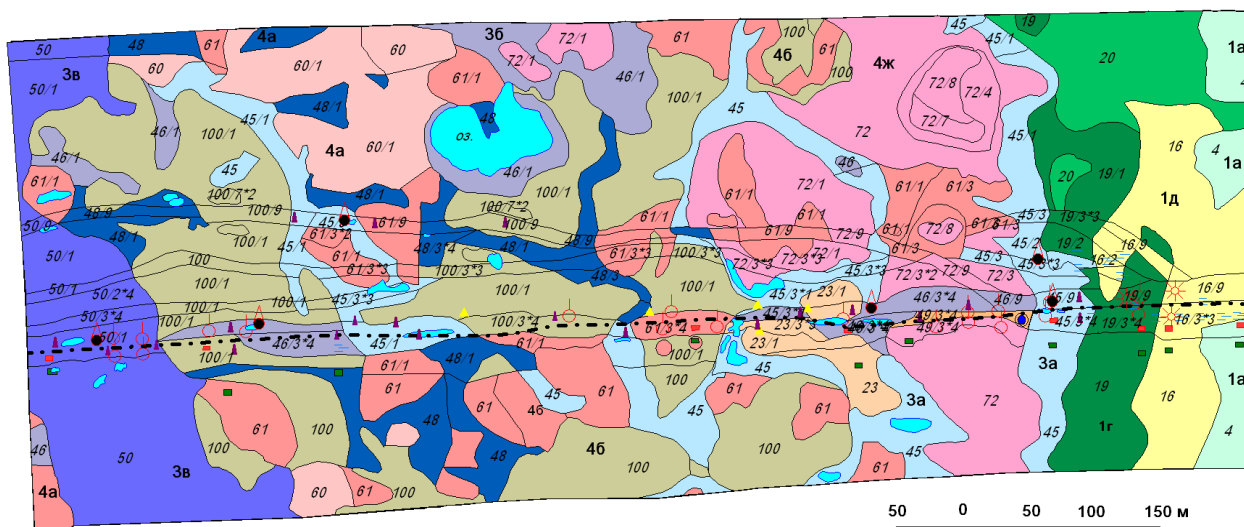
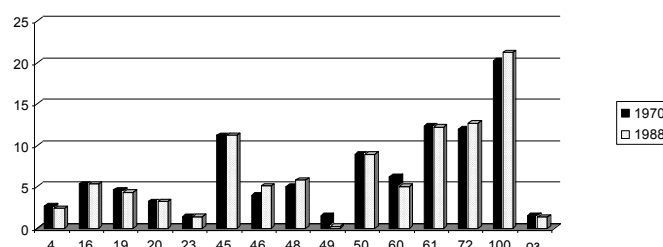


Рис.4. Ландшафтная карта 1988 года
Техногенные нарушения (цифры справа от индексов): 1 – частичное уничтожение растительности в результате разового проезда транспорта; 2 – уничтожение большей части растительности, нарушение микрорельефа, верхнего слоя почвы в результате многократного проезда транспорта; 3 – снятие растительности, нарушение микрорельефа, 4 – погребение и уничтожение растительности, нарушение стока в результате образования навалов из снятой растительности; 7 – уничтожение растительности и почвы, нарушение рельефа в результате сооружения карьеров; 8 – снятие растительности и торфяного слоя мощностью 0,3-1м; 9 – погребение и уничтожение растительности, нарушение стока микрорельефа в результате прокладки насыпной дороги.

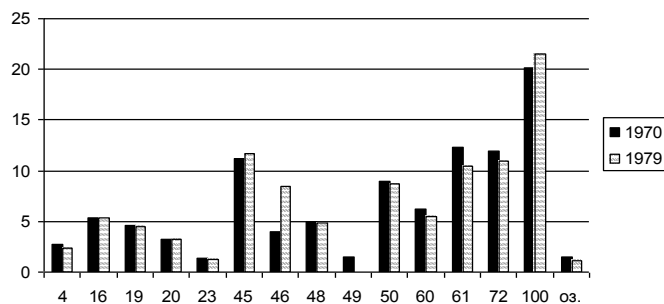


Рис.5. Соотношение фаций в 1970 и 1988 годах. Легенда см.рис.1

При сравнении карты 1988 года (спустя 18 лет после сооружения газопровода) (рис.4) с исходной картой (1970, рис.1) и гистограммой (рис.5) видно увеличение площадей болотных геосистем за счет лесных в результате прогрессирующего заболачивания. Отсыпка насыпной грунтовой дороги на месте зимника привела к увеличению нарушенных площадей за счет появления новых карьеров, часть из которых заполнилась водой. А также к возникновению подтопления в болотных геосистемах, пересекаемых дорогой, в результате нарушения стока насыпью дороги и, как следствие, к появлению новых озерков. Озеро у газопровода подверглось заболачиванию, и площадь его сократилась. В

ненарушенных болотных геосистемах местами появились небольшие бугры и площади пучения, высотой до 1 м.

В 1983 году была подсыпана насыпь, и с 1984 года до 2004 года наблюдается восстановление ландшафтов. Сравнивая ландшафтные карты 1970 и 1998 гг. (рис.1, 6) и гистограмму (рис.7) видно влияние газопровода. Создание дорог, проезд транспорта и возведение ЛЭП отрицательно влияют на мерзлотные ландшафты, так как линейные сооружения препятствуют движению поверхностных и фильтрационных вод.

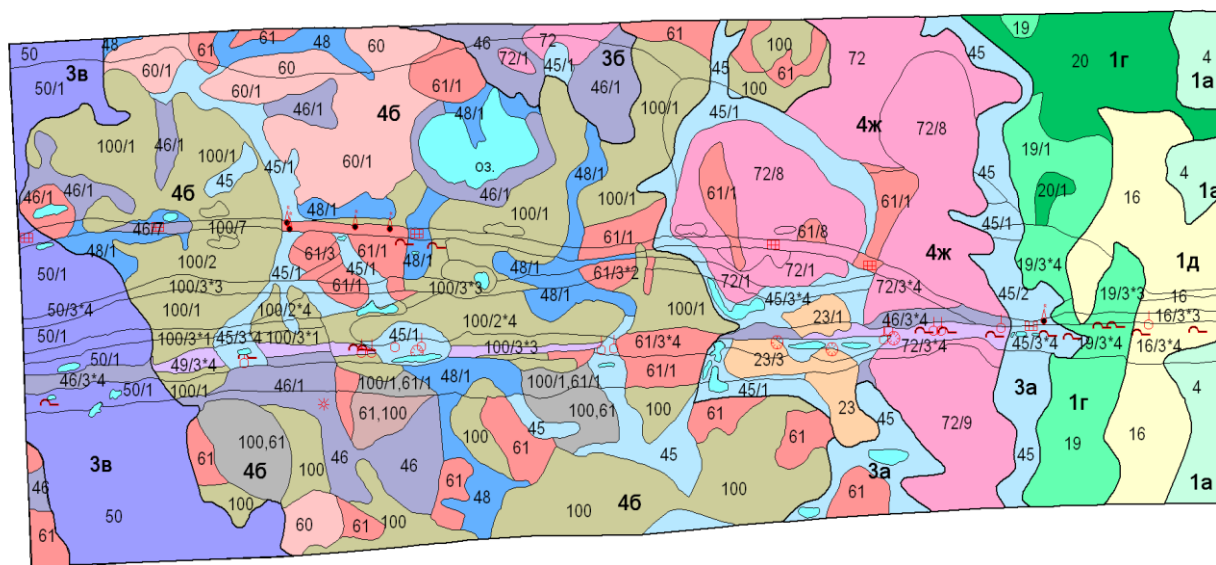
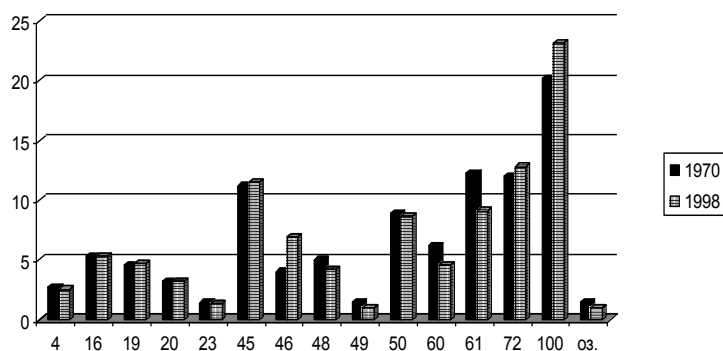


Рис.6. Ландшафтная карта 1998 года.

Рис.7. Соотношение фаций в 1970 и 1998 годах.



В 2004 году был произведен ремонт газопровода и замена труб. По данным, полученным в результате повторной крупномасштабной съемки (в 2004-2006гг.), ширина зоны нарушения природной среды вдоль трассы I нитки газопровода Надым-Пунга в северной тайге Западной Сибири изменяется от 40 до 100м.

Анализируя карту (рис.8) и гистограмму (рис.9), видно увеличение доли сфагновых болот и уменьшение доли торфяников, т.е. происходит процесс заболачивания.

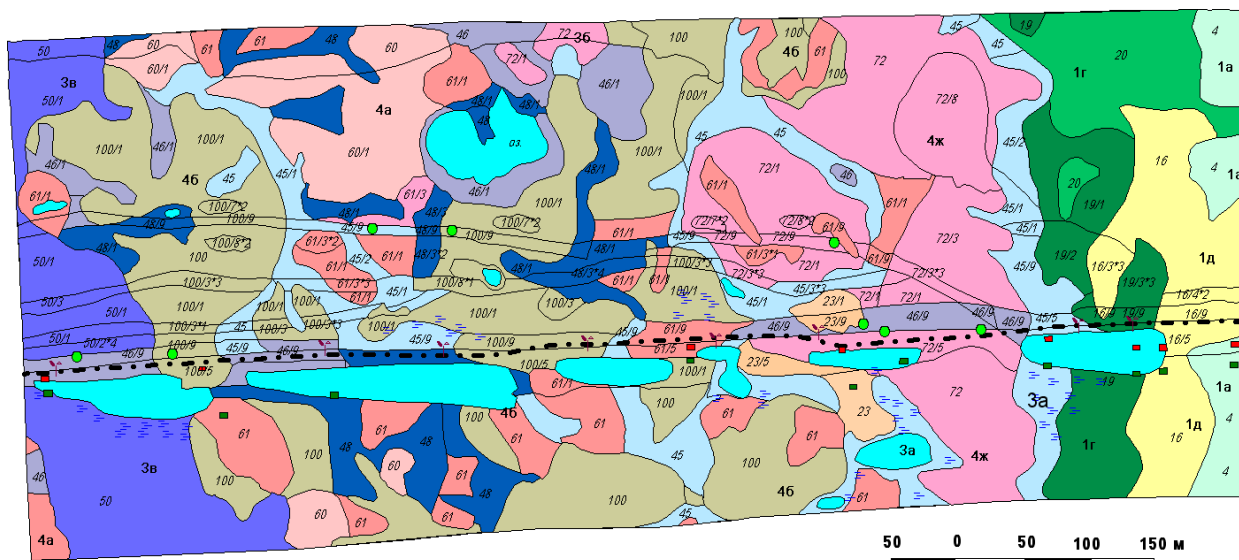


Рис.8. Ландшафтная карта 2005 года

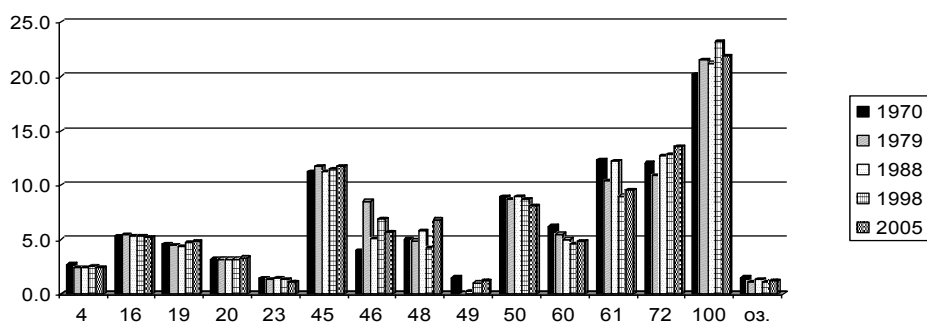
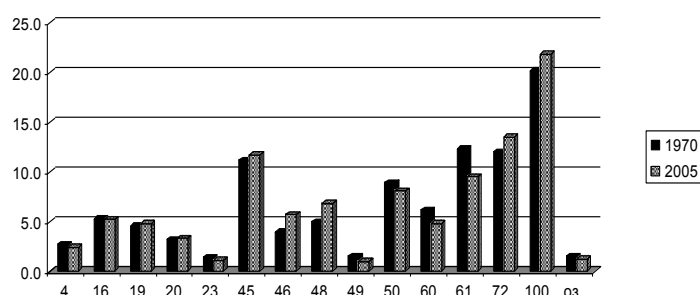
Рис.9 Соотношение фаций
в 1970 и 2005 годах

Рис.10 Соотношение фаций по годам.

Анализируя совмещённую гистограмму распределения по всем годам, начиная с 1970 года (рис.10), можно сделать вывод, что первоначальная пространственная структура геосистем не восстановилась. По данным автора и исследованиям О.Е.Пономаревой (Антропогенные изменения, 2006), следует, что на плоских недренированных или слабодренированных участках снятие растительного покрова приводит к активизации заболачивания. На этих участках возникают торфяно-моховые болота, сохраняющиеся в изменившихся условиях неопределённо долгое время.

Изученные геосистемы представляют собой специфические природные образования - мерзлотные ландшафты, формирующиеся, развивающиеся и функционирующие под воздействием криогенного фактора. Нарушение условий теплообмена мохово-торфяного покрова на поверхности, неизбежно

возникающее при всех видах внешнего воздействия, приводит к изменениям теплового состояния литогенной основы мерзлотных ландшафтов (испарения в 1,5—2,5 раза, радиационного баланса на 5—15%, средней годовой температуры грунтов на 0,7...2°C, глубины сезонного протаивания в 2-4 раза) и как следствие - развитию криогенных процессов (Антропогенные изменения экосистем..., 2006).

Интенсивность техногенных нарушений теплового равновесия почв и горных пород в количественном отношении на несколько порядков больше по сравнению с теми, которые вызваны колебаниями климата.

Мерзлотные ландшафты менее устойчивы к антропогенным воздействиям. Могут произойти необратимые изменения исходного ландшафта — вплоть до полной деградации, и на его месте формируется новый природный комплекс с иным

набором компонентов. Например, на месте леса формируется болото или на участке, до нарушения занятым тундровым природным комплексом, возникает термокарстовое озеро.

Проведение картографирования позволило сравнить площади нарушений в разные годы и проследить увеличение ширины зоны нарушения слабоустойчивых геосистем (например, на мелкобугристых болотах с 30 до 65м). Расширение зоны нарушения связано также с влиянием подтопления и развитием термокарста и заболачивания в прилегающих к трассе и первоначально не нарушенных природных комплексах, обусловленного изменением условий стока поверхностных и подземных вод. Подсчет нарушенных площадей показал, что больше всего нарушений было в 2004-2006 годах при замене труб на газопроводе. Первоначально нарушенная площадь природных комплексов за счет появления новых озерков увеличилась на 22%.

В пределах нарушенных площадок преобладают участки, на которых растительный покров был полностью удален, нарушен микрорельеф и снят верхний торфянистый горизонт мощностью до 0.2м. Эти участки составляют 30-50% от всей исследованной площади. Меньшие площади занимают участки, нарушенные в результате проезда гусеничного транспорта (20-30%), где растительность, почвенный покров и микрорельеф были нарушены только частично. Площади, занятые участками, подвергшимися другим видам нарушения (погребение и уничтожение растительного покрова в результате образования навалов снятой растительности), не превышали 15%.

Сравнивая гистограммы фаций и нарушенных площадей разных лет, можно сделать вывод, что самыми нарушенными являются болота. Из 14 % площади, которую занимают торфяные болота, на долю нарушенных участков приходится 12%. Кроме этого, встречаются участки косвенного влияния техногенных образований на ландшафты прилегающей территории. Отсыпка насыпи на газопроводе приводит к увеличению нарушенных площадей, подтоплению болотных геосистем. В результате нарушается сток и, как следствие, все это приводит к появлению новых озер.

Анализ составленных карт разных временных срезов позволил проследить изменения площадей техногенных нарушений и тенденции развития экосистем под влиянием климатических изменений и нарушений. Ширина зоны нарушений увеличилась в слабоустойчивых экосистемах (например, на мелкобугристых участках в 2 раза).

Заключение

Многолетние ландшафтные и инженерно-геологические исследования (1970-2011 г.г.), проводившиеся в полосе трасс газопровода Надым-Пунга, позволили проследить изменения

геологической среды, нарушенной в результате линейного строительства. Интенсивное воздействие в неблагоприятных природных условиях приводит к необратимым сменам геосистем. В зависимости от интенсивности воздействия и в различных природных условиях техногенные нарушения вызывают разную степень деградации геосистем.

Разработана типизация техногенных нарушений и выполнена инвентаризация новых техногенных нарушений, связанных с ремонтом газопровода. Составленная ландшафтная карта после завершения инвентаризации техногенных нарушений преобразована и отражает современное состояние геосистем.

На трассе газопровода Надым-Пунга происходили неоднократные техногенные воздействия на ландшафты и за 40 лет наблюдений в первоначальное состояние геосистемы не вернулись.

Литература

- Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции // Отв. ред Н.Г. Москаленко. – М.: РАСХН; ИКЗ СО РАН, 2006. – 358 с.
- Григорьев Н.Ф. Формирование техногенных мерзлотных ландшафтов в северных районах Тюменской области // Техногенные ландшафты Севера и их рекультивация. - Новосибирск: Наука. Сиб.отд.-ние, 1979. - С.35-44.
- Граев Н.А., Мельников Е.С., Москаленко Н.Г. Геокриологические вопросы охраны ландшафтов при освоении нефтегазонасных районов криолитозоны // Вестн. МГУ. Сер. геогр. - 1983. - №4. - С.36-41.
- Мельников Е.С., Вейсман Л.И., Москаленко Н.Г. и др. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. Новосибирск: Наука, 1983. - 163 с.
- Невечера В.Л., Ивлев А.Ю., Рыжова В.М., Котлова Е.В. Повторная инженерно-геологическая съемка как методика оценки устойчивости инженерно - геокриологических условий при освоении месторождений природного газа на севере Западной Сибири // Проблемы охраны окружающей среды в нефтяной и газовой промышленности: Тез. докл. - М., 1985. - С.69-71.
- Суходольский С.Е. Нарушения природной среды и их последствия при строительстве линейных сооружений на севере Западной Сибири // Охрана окружающей среды при освоении области многолетнемерзлых пород. М.: Наука, 1980. - С.67-71.
- Шаманова И.И. и Чеховский А.Л. Схема инженерно-геологического районирования тундровой зоны Западной Сибири при изысканиях под линейные сооружения // Геокриологические исследования при инженерных изысканиях. М. Стройиздат, 1975. - С.31-39.

Оценка мерзлотного питания растущего термокарстового озера в Центральной Якутии

А.Н. Федоров, П.П. Гаврильев, П.Я. Константинов

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН), Якутск, Россия

Т. Хияма

Институт человека и природы, Киото, Япония

Й. Йижима

Исследовательский институт глобального изменения, Йокосука, Япония

Г. Ивахана

Университет Хоккайдо, Саппоро, Япония

Реферат

Основной целью работы является определение роли мерзлотного питания в водном балансе растущих термокарстовых озер в Центральной Якутии условиях современных изменений климата. В работе использованы материалы, полученные в мониторинговом полигоне Института мерзлотоведения СО РАН «Юкэчи» близ г.Якутска в 1992-2008 гг. и данные метеостанции Якутск. Расчеты показали, что в условиях массовой активизации термокарста в Центральной Якутии, до трети приходной части водного баланса осуществляется за счет вытаивания подземных льдов.

Ключевые слова: Термокарст, водный баланс, Центральная Якутия, изменение климата, ландшафт.

Введение

Институт мерзлотоведения СО РАН начиная с 1992 г. ведет наблюдения за динамикой молодых термокарстовых понижений на участке «Юкэчи», что находится в 50 км к юго-востоку от г.Якутска на правобережье р.Лены. В первое время основное внимание было уделено изучению темпов просадок поверхности и эволюции термокарстовых ландшафтов (Fedorov et al., 1998; Fedorov & Konstantinov, 2003, 2008).

Рассматриваемые нами термокарстовые понижения представляют молодые образования, формирование которых связано с антропогенной деятельностью. Люди здесь жили издавна и вели хозяйство. Основным видом хозяйства было животноводство, однако проводилась раскорчевка и распашка земель. Здесь в основном сеяли зерновые. Участки пашен в основном были сделаны в 1930-х годах с началом сплошной коллективизации мелких крестьянских хозяйств и заброшены в начале 1960-х годов в связи с укрупнением мелких колхозов (Босиков, 1989). На аэроснимках 1944 года на пашнях термокарстовые просадки еще не выделяются, а на аэроснимках 1952 года уже рассматриваются кое-какие неоднородности на фоне пашен. Можно предположить, что термокарст на пашнях начался в конце 1940-х - начале 1950-х годов, когда наблюдался пик повышения температуры грунтов в Центральной Якутии. К началу наших наблюдений в 1992 г. относительная глубина термокарстовых понижений составляла около 2 м. Глубина воды в самых глубоких межполигональных канавках достигала 0,8 м, основные глубины составляли 0,4-0,6 м.

Рассматриваемый участок представляет типичный для Центральной Якутии аласный ландшафт. Отложения представляют ледовый комплекс с

повторно-жильными льдами. В составе верхних горизонтов четвертичных отложений преобладают пылеватые суглинки и супеси, иногда с прослоями пылеватых тонко- и мелкозернистых песков. Повторно-жильные льды на межаласных пространствах имеют повсеместное распространение. Они залегают на глубине 2-2,5 м. Ширина верхних частей повторно-жильных льдов изменяется от 1-1,5 м до 2,5-3 м. Поперечные размеры грунтовых блоков между ледяными жилами в плане обычно не превышают 4-6 м. По классификации А.Лахенбруха (Lachenbruch, 1962) преобладает неортогональная система полигонов, сформированная морозобойными трещинами, сходящимися под углом 120°. Мощность ледового комплекса составляет 20-25 м. Температура грунтов на глубине 10-15 м в коренном лиственничном лесу составляет -3°C, на разнотравно-злаковом лугу - -2°C. Глубина сезонного протаивания в этих ландшафтах составляет 1,3 и 2 м соответственно.

Климат резко континентальный, средняя годовая температура в г.Якутске, ближайшей метеостанции, составляет -10,2°C, средняя температура января - -42,6°C, а июля - 18,7°C, осадков выпадает 234 мм в год (Научно-прикладной справочник..., 1989). Однако в последние десятилетия с 1966 по 2009 гг. в г.Якутске средняя годовая температура воздуха повысилась на 3°C (Скачков, 2010).

С начала 1990-х годов в Центральной Якутии наблюдается активизация термокарста. Вытаивание верхних оголовков повторно-жильных льдов вызывает просадки поверхности, углубляются и расширяются термокарстовые понижения, обводняются термокарстовые озера (Fedorov & Konstantinov, 2003, 2008). Этот процесс вполне согласуется с изменчивостью температуры грунтов в Центральной Якутии. В последние два десятилетия и климатические условия сильно изменились (табл.1),

что также могло служить причиной активизации криогенных процессов.

Таблица 1. Отклонения основных климатических температурных характеристик относительно среднего значения за 1961-2010 гг. по данным метеостанции Якутск.

Годы	Отклонение средней годовой температуры воздуха, °С	Отклонение индекса промерзания, градусо-час/день	Отклонение индекса протаивания, градусо-час/день
1961-1970	-1,1	-303	-106
1971-1980	-0,7	-253	-40
1981-1990	0	-21	-19
1991-2000	0,5	245	37
2001-2010	1,4	330	126

Наши наблюдения на участке Юкэчи за 1992-2010 гг. показывают, что темпы развития термокарста достаточно интенсивны. Так, на основных наблюдаемых термокарстовых понижениях за эти годы средние темпы просадок поверхности составили 5-10 см в год (рис.1), в абсолютном значении максимальные просадки составили около 2 м, глубина воды от 0,4-0,6 увеличилась до 2-2,5 метров. Площади полноводных молодых термокарстовых озер расширились в 2,5 раза (Fedorov & Konstantinov, 2008). Эти изменения стали отражаться в структуре ландшафтов (рис.2). Примерно такое же расширение небольших термокарстовых озер нами были отмечены в районе с. Чурапчи в Центральной Якутии. В.И. Кравцова и А.Г. Быстрова (2010) посредством изучения аэрокосмических снимков такие же изменения отметили в бассейне р.Вилюй.

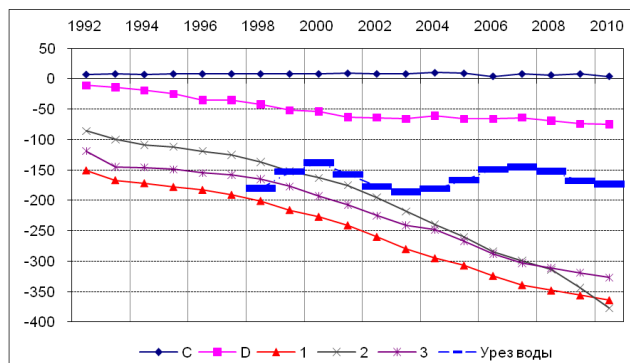


Рис.1. Динамика просадок поверхности на площадке 2 на участке Юкэчи

В области вечной мерзлоты, и особенно, на территориях распространения пород ледового комплекса роль климато-гидрологических и водно-балансовых процессов в формировании термокарстовых образований изучена еще недостаточно. Это указывает на чрезвычайную актуальность изучения и оценки водного баланса растущих термокарстовых озер в условиях современных изменений климата и разработки на этой основе эффективных мероприятий по управлению,

рациональному использованию и охране водных и земельных ресурсов.

Источники данных и методика

Работа выполнена на основе обобщения данных комплексного мониторинга криогенных ландшафтов на участке Юкэчи в Центральной Якутии (1992-2008 гг.) и оценочных расчетов. При расчетах использованы методики, принятые в геоэкологии, гидрологии, гидрогеологии и гидрометеорологии (Чистяков, 1964; Основы мерзлотного прогноза, 1974; Павлов, 1975; Гаврильев, Мандаров, 1976; Буслаев, 1981; Гаврильев, 1991 и др.).

Для оценки тенденции развития и преобразования криогенных ландшафтов и усиления мерзлотно-гидрологических процессов нами было использовано уравнение водного баланса растущего термокарстового озера, учитывающее климатические, геоэкологические, гидрогеологические, гидрологические, ландшафтные и другие условия и факторы:

$$W_{оз} = (P_{ос} + W_{лк} + S_{п} + W_{нм} + C) - (E_o + E_{сн}) \quad (1)$$

где $W_{оз}$ – водный баланс растущего термокарстового озера; $P_{ос}$ – количество осадков; $W_{лк}$ – воды от вытаивания ледового комплекса; $S_{п}$ – поверхностный сток; $W_{нм}$ – надмерзлотный сток; C – конденсация; E_o – испарение с водной поверхности; $E_{сн}$ – испарение влаги с поверхности снега.

Основными источниками водного питания являются атмосферный, поверхностный и надмерзлотный стоки, а также мерзлотное питание. Атмосферное питание оценивалось по количеству осадков ближайшей метеостанции Якутск. Сток поверхностных вод, определяющий склоновый тип питания в свое время был изучен (Чистяков, 1964; Буслаев, 1981) и для Центральной Якутии коэффициент стока в среднем составляет 10-20% от общего количества осадков. Надмерзлотный сток представляет приток вод деятельного слоя с площади водосбора. Мерзлотное питание осуществляется за счет воды от вытаивания повторно-жильных и текстурообразующих льдов. Средняя объемная льдистость этих отложений составляет для указанных разновидностей льдов соответственно 0,5 и 0,2 (Константинов, 2000). Указанные значения определяют большую долю мерзлотного питания в приходной части водного баланса термокарстовых водоемов.

По В.В.Шепелеву (2011) величина конденсационного питания надмерзлотных вод в сосновом лесу на эоловых песках в Центральной Якутии составляет 8-10 мм за теплый период года. Это в районе Якутска составляет примерно 5-6% от суммы летних осадков.

Для рассматриваемого термокарстового озера площадь водосбора в 2008 г. составляла 6775 м², а площадь зеркала самого озера была 3135 м², т.е. площадь водосбора почти в 2 раза превосходила площадь озера.

Основные расходные составляющие водного баланса представляют испарение с водной поверхности и испарение влаги с поверхности снега. Величины испаряемости E_0 определяются экспериментальными методами с использованием испарителя ГГИ-3000 и расчетными методами. На стационарах Института мерзлотоведения СО РАН испарение с водной поверхности составило от 202 до 403 мм за май-сентябрь месяцы в разные годы, а по данным метеостанции Якутск – 398-436 мм. По расчетам П.П.Гаврильева (1976) по методу теплового баланса в г.Якутске с водной поверхности испарение составило 439 мм. Испарение с поверхности снега детально изучалось А.Л.Арэ (1976) и на открытых участках испарение может составить от 7,5 до 26 % (при среднем 16%) всех влагозапасов снежного покрова.

Наблюдения за динамикой днища термокарстового понижения – озера в последующем и урезом воды в озере проводились посредством нивелировки сеткой 2 на 2 м всей площади термокарстовой просадки относительно системы из 6 реперов, заглубленных в многолетнемерзлые породы на 3-4 метра. Четыре репера представляют металлические кондукторы скважин, а два – деревянные. Измерения проводились в сентябре 1992-1993 и 2008 гг., в период максимального протаивания грунтов. Практически за 20 лет исследований отметки реперов оставались неизменными. Наблюдения за контрольными точками для слежения за динамикой поверхности днища термокарстовой просадки и уровнем озера проводились ежегодно в конце сентября. Также регулярно проводилась съемка уровня и площади зеркала воды. В 1993 г. средняя глубина многолетнего протаивания под дном термокарстовой котловины составляло 3 м, а в 2008 г. – 6 м. Объемы воды в 1998 и 2003 гг. рассчитывались с учетом уреза воды в термокарстовом озере и просадок днища просадки по контрольным точкам. Таким образом, расчет объема воды и водного баланса в растущем термокарстовом озере проводился на каждые 5 лет – в 1993, 1998, 2003 и 2008 гг.

Расчет водного баланса нами проводился через значение объема воды в озере. Регулярные измерения за динамикой поверхности просадки и днища термокарстового озера и уреза воды в озере позволили рассчитать объем воды на определенное время. Результаты нивелировки обрабатывались в программе SURFER8 и рассчитывались необходимые нам значения площади и объема воды в озере (рис.3). Так, в 1993 г. при уровне воды -2,0 м площадь отдельных несвязанных между собой водоемов была равна 195 м², а объем воды в этих водоемах составил 33,7 м³. В 1998 г. озеро приобрело единый контур, но отдельные

межполигональные бугры представляли островки в нем. Урез воды был на уровне -1,8 м, площадь озера составила 957 м², а объем воды – 340 м³. В 2003 г. озеро расширилось и углубилось, рассматриваемые характеристики были следующие – уровень воды -1,86 м, площадь – 1229 м² и объем воды 807 м³, а к 2008 г. озеро вообще преобразилось после ряда дождливых лет – уровень воды повысился до -1,52 м, площадь увеличилась до 3135 м² и объем достиг 3503 м³.

Далее были рассчитаны объемы воды от атмосферных осадков, поступившие непосредственно на зеркало воды озера, объемы воды из-за вытаявания подземных льдов. Объем воды, испаряемый с озера, рассчитывался с учетом испаряемости в метеостанции Якутск. Сток нами не был разделен на поверхностный и надмерзлотный, и он рассчитывался как остаточный член уравнения водного баланса. Конденсация влаги как элемент приходной части, конечно же, существует, и у нас нет конкретных данных по его расчету, и мы для расчета водного баланса включили его в остаточный член вместе со стоком.

Результаты

Объем воды от осадков. По данным ближайшей метеостанции Якутск за 1993-2008 гг. в среднем за год выпало 239 мм осадков, при максимальном 326 мм (2006 г.) и минимальном 134 мм (2001 г.) значениях. Запасы воды были рассчитаны на летний (май-сентябрь) и зимний периоды (октябрь-апрель). За 1994-1998 гг. общее прибавление запасов воды с учетом ежегодного изменения площади озера непосредственно на термокарстовое озеро составило 516,4 м³ летом и 202,8 м³ зимой (с вычетом среднего испарения с поверхности снега в размере 16% от зимних осадков). В 1999-2003 гг. запасы воды от осадков составили 900,8 м³ летом и 358,0 м³ зимой, а в 2004-2008 гг. – 2266 м³ и 940,6 м³ соответственно. На площадь водосбора, которая сокращалась за счет увеличения площади озера, изменения запасов воды по пятилетиям не были столь значительны, как на самом озере.

Объем потерь воды от испарения. Испаряемость по данным метеостанции Якутск в среднем составила за 1993-2008 гг. 0,36 м при максимальном 0,39 м (1993 г.) и минимальном 0,30 м (2000 г.) значениях. За 1994-1998 гг. из меняющегося по площади озера испарилось 1144,0 м³ воды, в 1998-2003 гг. – 2274,3 м³ и в 2004-2008 гг. – 4964,4 м³ воды. Если в первые два пятилетия общие объемы испарения были соизмеримы, то с существенным увеличением общих запасов воды и расширением озера объемы испарения стали весьма ощутимы.



Рис.2. Изменение ландшафтной ситуации на участке Юкэчи, площадка №2

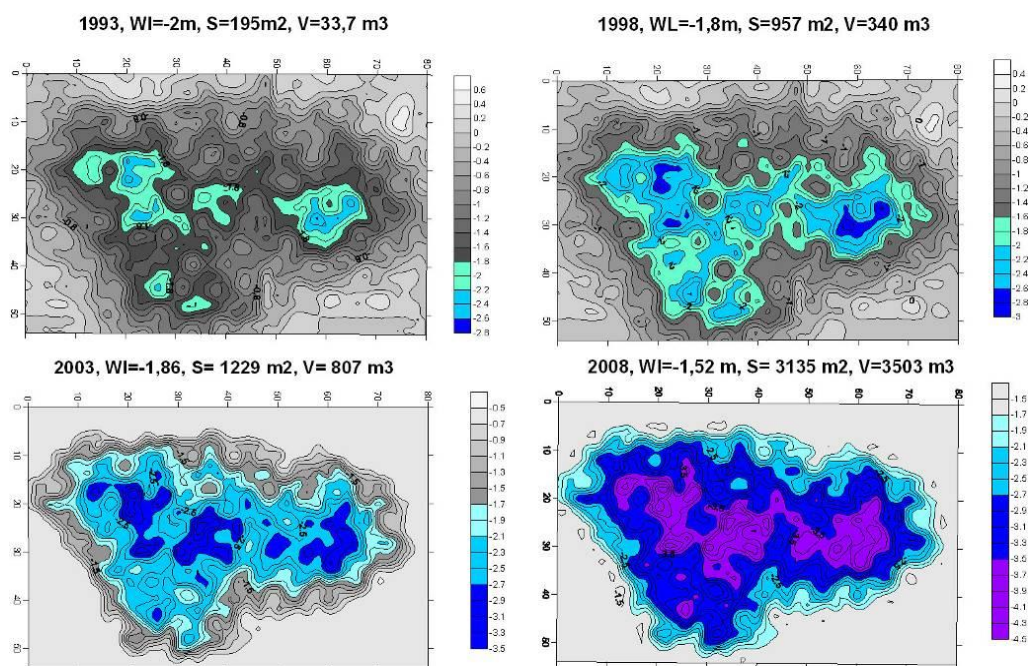


Рис.3. Изменение размеров и водности молодого термокарстового озера на участке Юкэчи

Объем воды от вытаивания подземного льда. Поступление воды из-за вытаивания подземных льдов нами рассчитывалось в трех разных условиях – непосредственно из-под озера, с мелководья и со склонов термокарстового понижения. Непосредственно из-под озера, площадь которого изменялась от 195 м² в 1993 г. до 3135 м² в 2008 г. ежегодно поступало от 9,6 м³ (1993 г.) до 440 м³ (2008 г.). За контур озера для расчета вытаивания льда непосредственно из-под

озера мы условно приняли площадь озера за предыдущий год. Если например, в 1994 г. площадь озера составила в среднем 347 м², то за площадь для расчета принимали 195 м² – площадь озера в 1993 г., а разница в площади относилась на мелководье. Средние годовые просадки днища озера по нашим наблюдениям в 1994-1998 гг. составили 0,054 м, в 1999-2003 гг. – 0,136 м, а в 2004-2008 гг. – 0,176 м. Из этих значений мы рассчитали, что за эти годы ледовый комплекс с

объемной льдистостью 0,5 протаивал в среднем на 0,1 – 0,27 – 0,35 м соответственно за эти годы. Эти данные были введены в наши расчеты.

Отдельно было рассчитано поступление воды из-за вытаивания подземного льда на мелководье. Скорости просадок на мелководье составили 0,05 м в год, как в мелководном озере за 1994-1998 гг., и ежегодное вытаивание ледового комплекса оценивалась как 0,1 м.

На относительно крутых бортах термокарстового понижения также идет просадка грунтов до 0,02 м в год, и это также было учтено в расчете запасов воды из-за таяния ледового комплекса. Ежегодное вытаивание ледового комплекса на этих участках нами оценивается как 0,04 м.

Поступление воды из-за вытаивания ледового комплекса за 1994-1998 гг. составило 369 м³ воды, в 1999-2003 гг. – 903 м³ и в 2004-2008 гг. 1834 м³ воды.

Объем воды поступающего за счет поверхностного и надмерзлотного стока с учетом конденсата. В связи с известными методологическими трудностями эти данные мы не стали рассчитывать напрямую. Однако имеющиеся у нас данные объема воды в озере в отдельных срезах времени позволили рассчитать его количество по уравнению водного баланса. По остаточному принципу, в условиях всех известных значений уравнения водного баланса, на общий сток с конденсатом приходится 417,0 м³ в 1994-1998 гг., 566,2 м³ в 1999-2003 гг. и 2646,5 м³ в 2004-2008 гг.

Площадь водосбора была оценена по полевой топографической съемке в 2008 г. С учетом расширения термокарстового озера площадь водосбора изменялась с 9256 м² в 1993 г. до 6316

м² в 2008 г. Всего на водосборную площадь поступало в 1994-1998 гг. 9689,6 м³ воды, в 1999-2003 гг. 8337,4 м³ и в 2004-2008 гг. 8981,9 м³. Из этих осадков до озера получается, что доходило только 4,3% в 1994-1998 гг., 6,8% в 1999-2003 гг., а в 2004-2008 гг. достигло 29,5%. Ранее сделанные расчеты коэффициента стока в Центральной Якутии оценивались в 10-20% (Чистяков, 1964; Буслаев, 1981). Аномальный сток в 2004-2008 гг. связан в первую очередь с режимом осадков и режимом таяния снега весной (увеличение зимних осадков, аномальные осенние осадки), которые сыграли значительную роль в обводнении всех озер Центральной Якутии в рассматриваемый период.

Заключение

Полученные расчеты позволили оценить структуру формирования запаса воды в молодом термокарстовом озере – приходную и расходную части, а так же водный баланс в определенные периоды времени (табл.2). В приходной части учтены все источники – осадки летние и зимние, вытаивание подземного льда, общий сток, включающий поверхностный и надмерзлотный сток вместе с конденсатом. В виду замкнутости чаши протаивания подток меж- и подмерзлотных вод отсутствует. Расходная часть состоит из испарения воды, как летом, так и весной. В расходной части нет стока воды из озера, так как данное термокарстовое озеро бессточное. Баланс воды в термокарстовом озере составляет как отношение приходящей и расходной частей.

Таблица 2. Структура формирования запасов воды в термокарстовом озере на участке Юкэчи.

Годы	Атмосферные осадки на озеро, м ³	Вытаивание подземных льдов, м ³	Сток общий, м ³	Испарение, м ³	Объем воды в озере, м ³
1994/1998	664,0	369,3	417,0	-1144,0	306,3
1999/2003	1272,3	902,8	566,2	-2274,3	467,0
2004/2008	2980,1	1833,8	2646,5	-4964,4	2496,0

Таблица 3. Структура приходной части запасов воды в термокарстовом озере

Годы	Приходная часть запасов воды, м ³	Атмосферные осадки на озеро, %	Вытаивание подземных льдов, %	Сток общий, %
1994/1998	1450,3	45,8	25,5	28,8
1999/2003	2741,3	46,4	32,9	20,7
2004/2008	7460,4	39,9	24,6	35,5

Таким образом, роль вытаивания подземного льда в формировании водного баланса молодого термокарстового озера в Центральной Якутии достаточно значительна, и составляет до трети всей приходной части баланса. Это подтверждается и морфологическими изменениями самих озер, идет расширение и углубление

молодых термокарстовых озер почти по всей Центральной Якутии. В условиях современных изменений климата, когда идет активизация криогенных процессов, идет не столь широкомасштабное, но достаточно ощутимое преобразование мерзлотных ландшафтов. За последние 10-20 лет многие открытые участки на

ледовом комплексе, ранее используемые как пастбища и пашни, стали быларами – первичными формами просадочного термокарстового рельефа.

Благодарности

Настоящая работа сделана в рамках проекта СО РАН VI.63.2.3 и при поддержке Института человека и природы (RIHN), г.Киото, Исследовательского института глобального изменения (NHCP/RIGC/JAMSTEC), г.Йокосука и Университета Хоккайдо, г.Саппоро, Япония. Благодарим сотрудников лаборатории криогенных ландшафтов Института мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН к.г.н. И.С.Васильева, к.б.н. А.Н.Николаева, П.В.Ефремова, Р.Н.Аргунова и А.П.Кондакова за участие в полевых работах в течение многих лет.

Литература

- Арз А.Л. Результаты шестилетних наблюдений за испарением снега в Центральной Якутии // Региональные и теплофизические исследования мёрзлых горных пород в Сибири. – Якутск, 1976. – С. 126-131.
- Босиков Н.П. Интенсивность разрушения пашен на межлассных ландшафтах // География и природные ресурсы. - 1989. - №4. - С.83-86.
- Буслаев И.Г. Тепло-, влагообеспеченность и нормы гидромелиораций в Центральной Якутии. – Якутск, 1981. – 90 с.
- Гаврильев П.П., Мандаров А.А. Лиманное орошение лугов в Центральной Якутии. – Новосибирск: Наука, Сиб.отделение, 1976. - 165 с.
- Гаврильев П.П. Мелиорация мерзлотных земель в Якутии. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. – 184 с.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1-6. Вып.24. Кн.1. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. - 607 с.
- Константинов П.Я. Криогеоморфологический метод определения относительной осадки оттаивания сильнольдистых многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 4, с.82-88.
- Кравцова В.И., Быстрова А.Г. Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, №2, с.16-26.
- Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях / Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – 431 с.
- Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. - Якутск, 1975. – 302 с.
- Скачков Ю.Б. Климатические параметры // Обзор современных изменений климата и природной среды в Республике Саха (Якутия). – Якутск, 2010. – С.1-3.
- Чистяков Г.Е. Водные ресурсы рек Якутии. – М.: Изд-во АН СССР, 1964. – 256 с.
- Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. – Новосибирск: Акад. Изд-во «Гео», 2011. – 169 с.
- Fedorov A.N., Konstantinov P.Y., Vassiliev I.S., Bosikov N.P., Torgovkin Y.I. & Samsonova V.V. 1998. Observations of permafrost-landscape dynamics related to antropogenic disturbances, Yukechi study site, Central Yakutia. // PERMAFROST. Seventh International Conference. June 23-27, 1998. Proceedings. Yellowknife, Canada, 1998: 259-263.
- Fedorov A.N. & Konstantinov P.Y. 2003. Observations of surface dynamics with thermokarst initiation, Yukechi site, Central Yakutia // Permafrost: Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland. Vol.1. - A.A.BALKEMA Publishers, 2003: 239-243.
- Fedorov A.N. & Konstantinov P.Y. 2008. Recent Changes in Ground Temperature and the Effect on Permafrost Landscapes in Central Yakutia // Ninth International Conference on Permafrost. Volume 1. – Fairbanks: Institute of Northern Engineering & University of Alaska, 2008: 433-438.
- Lachenbruch A. Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost // Geol. Soc. Amer. Pap., 1962, №70, 68 p.

Эколого-геологические проблемы приарктических территорий и возможные пути их решения

В.З. Хилимонюк, А.В. Брушков, С.И. Гребенкин

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии, Москва, Россия

Реферат

Одним из важнейших приоритетных направлений России является дальнейшее освоение Арктического региона. Рассмотрены эколого-геологические проблемы северных территорий и возможные пути их решения.

Ключевые Слова: Геокриологический мониторинг; криолитозона; многолетнемерзлые породы; эколого-геологические проблемы.

Введение

В выступлении Председателя Правительства Российской Федерации В.В.Путина на Международном Арктическом Форуме, проходившем в Московском Университете (в сентябре 2010 года) были определены приоритетные направления развития Арктики, рассмотрены проблемы приарктических территорий (в частности загрязненность территории разного рода отходами) и отмечена важность поиска путей их решения путем разработки и внедрения инновационных технологий.

Всем известно, что районы Крайнего Севера – это территории с суровыми климатическими условиями: низкими температурами воздуха (до -50 градусов и ниже), малым количеством солнечной радиации, продолжительной зимой (до 9 месяцев и более) и коротким холодным летом. Но, при этом часто ускользает тот факт, что это территории с многолетнемерзлыми породами, которые занимают около 70% площади России!

Очевидно, что толщи многолетнемерзлых пород с протекающими в них процессами, в качестве природного компонента среды, определяют как условия увлажнения, почвообразования, существования биоты (как известно, большей части сибирской тайги не существовало бы, если бы не мерзлота), устойчивость ландшафтов и стабильность земной поверхности, так и ресурсообеспеченность жизни человека.

Загрязненность арктических территорий и проблемы с утилизацией отходов – насущная экологическая проблема, которая имеет и геологический аспект. В районах Арктики на сегодняшний день скопилось громадное количество мусора в результате десятков лет освоения этих территорий (разведки и добычи полезных ископаемых). Отходы производства и потребления нередко складировать и захоранивают в несанкционированных местах.

Вокруг северных городов образуются обширные территории со свалками твердых бытовых отходов – зоны экологического неблагополучия. Объемы размещения на свалках постоянно растут. Средний уровень утилизации отходов производства в Российской Федерации составляет около 30%; из

отходов потребления извлекается в виде вторичного сырья только 2% от общего объема их образования, остальные 98% загрязняют окружающую среду, отрицательно влияя на жизнеобеспечение населения и экологическую безопасность, (из доклада Комитета Совета Федерации по природным ресурсам и охране окружающей среды, 2011 г.).

На сегодняшний день нет нормативных и методических документов по утилизации отходов, учитывающих эту специфику регионов Крайнего Севера. Например, ни в одном из документов по созданию полигонов твердых бытовых отходов (ТБО) не отражены особенности регионов Крайнего Севера с наличием многолетнемерзлых пород. На полигонах ТБО должно происходить обеззараживание биологическим способом. Но! Как известно, низкие отрицательные температуры окружающей среды не только не способствуют разложению каких бы то ни было отходов, но и тормозят их. При отрицательных температурах биологические процессы разложения и вовсе прекращаются – разложение биомассы не происходит, она, наоборот, сохраняется.

В регионах Заполярья необходимо применять новые технологии утилизации с использованием холодолюбивых бактерий, в том числе метаногенов, которые ускоряют процессы разложения отходов, а образующийся метан собирать и использовать.

Не менее важна и проблема очистки сточных вод. Яркий пример – город Якутск. Наличие здесь криогенного водоупора (многолетнемерзлые породы) обусловило образование у поверхности высокоминерализованных грунтовых вод (за счет поступления коммунально – бытовых сточных вод) и подтопление ими территории жилых кварталов города. Мерзлотные барражи определили формирование в толще пород отрицательно-температурных высокоминерализованных над- и внутримерзлотных подземных вод (криопэггов), распространяющихся на глубину до 20м. На отдельных, давно обжитых участках территории города минерализация вод достигает 200 г/л. По сравнению с фоновыми значениями в пресных и солоноватых надмерзлотных водах концентрация этих элементов увеличена от 30-60 до 300-500 и более раз, (Анисимова, 2005).

В тоже время захоронение радиоактивных отходов в толщах многолетнемерзлых пород более надежно – криолитозона может служить надежным вместилищем для радиоактивных отходов, (Ершов и др., 1995, 1997).

Основная часть запасов нефти и газа России находится в криолитозоне (только в Западной Сибири сосредоточено 70,8% запасов нефти). Одна из самых сложных и многоплановых экологических проблем – утилизация отходов, образующихся при добыче нефти и при аварийных разливах самой нефти. Для обеззараживания и утилизации нефтеотходов и очистки грунтов от нефтепродуктов предлагается широкий диапазон средств и технологий. Однако малое их количество учитывает геокриологические и климатические условия Арктического региона.

Как было отмечено выше, экологическое состояние приарктических территорий во многом зависит от состояния многолетнемерзлых пород! К тому же, изменение теплового состояния пород в верхней части разреза обычно сопровождается активизацией и развитием посткриогенных процессов там, где раньше их проявления были незначительными либо совсем не отмечались.

Поэтому, очень важна оценка динамики геокриологических условий при изменении климата и под влиянием деятельности человека. Проблема в том, что мы не знаем, в каком состоянии находится мерзлота – она стабильна или оттаивает.

Глобальная экологическая проблема арктических регионов (и не только) связана с изменением климата на планете Земля.

В последние десятилетия развернулось обсуждение возможных сценариев глобальных и региональных климатических изменений в XXI веке. При прогнозировании возможных изменений климата используют три основных подхода:

- использование моделей общей циркуляции атмосферы при увеличении в ней содержания CO_2 и других парниковых газов;
- рассмотрение палеоклиматических аналогов;
- эмпирический анализ современных вариаций метеорологических характеристик (анализ циклов и трендов), (Основы..., 2008).

Разброс прогнозных значений содержания эквивалента CO_2 в атмосфере в XXI веке чрезвычайно широк, но большинство исследователей работающих с моделями общей циркуляции предполагают удвоение концентрации углекислого газа к концу XXI века. На основании этого строятся прогнозы изменения средней глобальной температуры воздуха.

Предстоящие изменения глобального климата оцениваются не однозначно: разрабатываются сценарии значительного потепления (Будыко и др., 1992), умеренного потепления (Борисенков, 1990, Павлов, 1992, 1997, 2001) и даже похолодания (Шполянская, 1981, 2001, Балобаев, 1983, 1991). Тем не менее, факт, что сейчас происходит повышение среднегодовой температуры воздуха. Местами наблюдается и ответная реакция мерзлых толщ на изменения климата.

В настоящее время во многих регионах криолитозоны отмечается тенденция повышения

температуры многолетнемерзлых пород за последние 20-30 лет и их деградация. Подтверждено потепление многолетнемерзлых пород в горных районах. На недавно прошедшей в Московском Государственном Университете конференции геокриологов России это прозвучало во многих докладах. В документах Арктического Форума распространены данные о потеплении на 3 градуса С. Однако, все не так однозначно. В целом обоснованная оценка отсутствует.

Очень важная проблема – эмиссия парниковых газов в атмосферу. В мерзлоте находится до 10% неразложившейся органики. И при сценарии глобального потепления климата и деградации мерзлоты произойдет массовый выброс метана. Хотя и без этого, при добыче углеводородов (нефти и газа) и их транспортировке происходит интенсивная эмиссия метана – парникового газа. Ежегодно в атмосферу выбрасывается до 560 млн.т. метана. Доля использования попутного и растворенного газа пока не превышает 50%, утилизация его остается актуальной проблемой. Основная часть утечки газов при их транспортировке происходит в результате высокой аварийности на трубопроводах и ее слабой прогнозируемости. Большая часть построенных (45 тыс. км на 2004год) и проектируемых нефтегазотранспортных систем проходит в криолитозоне и одной из причин повышенной аварийности является наличие многолетнемерзлых пород

Одним из важнейших экологических последствий деградации вечномерзлых грунтов является изменение условий работы сооружений в криолитозоне, которые проектировались без учета глобального потепления климата. Дело в том, что прочностные и деформационные свойства вечномерзлых грунтов, являющихся основаниями инженерных сооружений, в значительной мере зависят от температуры. С повышением температуры первые уменьшаются, а вторые возрастают, что приводит к деформациям сооружений и материальному ущербу. Результаты расчетов, проведенные на кафедре геокриологии МГУ (Хрусталева и др., 2008, 2011), показали, что к концу прогнозного периода (2100 г) практически все здания, построенные до 2001 г., будут деформированы в результате глобального потепления климата.

Малейшие изменения температурного режима многолетнемерзлых пород (как в результате естественного эволюционного изменения температурного поля Земли, так и в результате техногенного воздействия) приводят к изменению не только геофизической экологической функции, но и к изменению ресурсной, геодинамической и геохимической функций литосферы. Это как «цепная реакция», приводящая к существенным преобразованиям экологических свойств криолитосферы. В последние десятилетия (особенно начиная с 60-70-х годов XX столетия) экосистемы северных территорий России подвергаются значительному техногенному воздействию в связи с интенсивной эксплуатацией месторождений различных полезных ископаемых. При хозяйственном

освоении территории криогенные процессы активизируются и приобретают деструктивный характер.

Для развития северных регионов требуется оценка современной динамики мерзлых толщ и вероятности их оттаивания; создание системы мониторинга состояния окружающей среды Севера и прогноз состояния мерзлоты на ближайшие десятилетия.

Необходимы фундаментальные исследования климата, оледенений и вечной мерзлоты в связи с общей динамикой литосферы и биосферы, развитие методов моделирования теплового режима многолетнемерзлых пород при климатических изменениях и при воздействии инженерных сооружений.

Предлагается:

1. Оценить современное состояние многолетнемерзлых пород и дать прогноз на ближайшие десятилетия.

Для этого прежде всего необходимо:

- создать национальную сеть эколого-геокриологического мониторинга за состоянием многолетнемерзлых толщ; (в настоящее время нет даже единой унифицированной методики проведения мониторинга за температурным режимом многолетнемерзлых пород);

- важно создание комплексных стационаров (мониторинг климата, пород, почв, газов, биоты), - хотя бы нескольких в стране.

2. Составление геокриологических карт всей территории России и Атласа побережья и шельфа морей Российской Арктики.

3. Разработка численных моделей теплообмена в горных породах.

4. Создание новых технологий стабилизации грунтов на Арктическом побережье и шельфе.

5. Исследования в области биогеохимии – изучение биоресурсов вечной мерзлоты, эмиссии парниковых газов, получение перспективных штаммов древних микроорганизмов для применения в биотехнологиях.

Литература

Анисимова, Н.П., Павлова, Н.А., Стамбовская, Я.В., 2005. Антропогенная трансформация экологических функций надмерзлотных вод на низких террасах реки Лены в пределах долины Туймаада. Мат-лы Третьей конф. Геокриологов России. Т. 2 Москва: Издательство МГУ, с.212-216

Антропогенные изменения климата Под ред. Будыко, М.И., Израэля, Ю.А., 1987. Ленинград: Гидрометеиздат.

Балобаев, В.Т., 1991. Геотермия мерзлой толщи литосферы Севера Азии. Новосибирск: Наука, 193с.

Балобаев, В.Т., Павлов, А.В., 1983, Динамика криолитозоны в связи с изменением климата и антропогенными воздействиями // Проблемы геокриологии. Москва: Наука, с.184-194.

Будыко, М. И., Израэль, Ю. А., Яншин, А. Л., 1992. Глобальное потепление и его последствия, Метеорология и гидрология, № 12, с. 5–10.

Борисенков, Е.П., 1990. Изменение климата и человек. Москва: Знание, с. 60.

Ершов, Э.Д, Пармузин, С.Ю., и др., 1997. Многолетнемерзлые породы как среда захоронения экологически опасных отходов. Геозкология. 1997. №1. С.23-39.

Основы геокриологии. Ч.6. Геокриологический прогноз и экологические проблемы в криолитозоне Под ред. Ершова, Э.Д., 2008. Москва: Издательство МГУ, 768с.

Павлов, А.В., 1997. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз. Криосфера Земли №1:47-58.

Павлов, А.В., 2001. Реакция криолитозоны на современные и ожидаемые в XXI веке климатические изменения. Разведка и охрана недр № 5: 8–14.

Хрусталева, Л.Н., Клименко, В.В. и др., 2008. Динамика температурного поля многолетнемерзлых пород южных районов криолитозоны при различных сценариях климатических изменений. Криосфера земли. 2008. Том XII, №1: 3-11.

Хрусталева, Л.Н., Пармузин, С.Ю, Емельянова, Л.В., 2011. Надежность северной инфраструктуры в условиях меняющегося климата. Москва: Университетская книга.

Шполянская, Н.А., 1981. Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития. Москва, 168с.

Шполянская, Н.А., 2001. Климатические ритмы и динамика криолитозоны (анализ эволюции в прошлом и прогноз изменения в будущем) Криосфера Земли, Т.V, №1:3-14.



Оценка оползневой опасности в типичной тундре Центрального Ямала

А.В. Хомутов

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

Представлены результаты оценки опасности проявления криогенного оползания в различных ландшафтах Центрального Ямала. Территория дифференцирована по вероятности схода криогенных оползней. В пределах ключевого участка выделены 4 группы природно-территориальных комплексов в зависимости от вероятности активизации криогенного оползания. Пораженность природно-территориальных комплексов современным оползанием определяет их чувствительность к возможной активизации оползания в зависимости от того, какую часть их площади занимают измененные современным оползанием поверхности. При этом участки современного оползания отнесены к неопасным, поскольку на них повторение оползневой оползневой процесса в ближайшие столетия маловероятно.

Ключевые Слова: Карта оползневой опасности; криогенное оползание; ландшафтная карта; природно-территориальные комплексы.

Введение

Криогенное оползание является наиболее активным рельефообразующим процессом районов широкого распространения пластовых льдов (Лейбман 2005). Наиболее опасным типом неустойчивости следует считать развитие криогенного оползания на участках неглубокого залегания пластовых подземных льдов (криогенные оползни течения с формированием термоцирков). Такие склоны могут активизироваться даже при незначительном увеличении летней температуры воздуха и минимальном техногенном воздействии (Лейбман и Кизяков 2007, Burn & Zhang 2009).

Менее чувствительны к воздействию склоны с сезонными подземными льдами, которые образуются в основании сезонноталого слоя при определенном сочетании климатических факторов за ряд лет (Лейбман 1997). На одном и том же участке криогенное оползание по таким льдам (криогенные оползни скольжения) может повторяться раз в сотни лет, однако эта периодичность не фиксирована во времени и соседние участки могут поражаться этими процессами в другие периоды при существенном увеличении количества летних атмосферных осадков и одновременном повышении температуры воздуха. Криогенные оползни скольжения наиболее крупные по размерам и, соответственно, массе. В этом заключается степень их опасности.

Оценка оползневой опасности различных территорий, в том числе в криолитозоне, в настоящее время одна из важнейших задач науки. Для определения рисков от проявления оползневых процессов используются качественные оценки опасности их проявления, основанные на определении участков с разным характером проявления оползней (Казаков и Генсировский 2008). Для противооползневого обеспечения строительства проводится оценка оползневой обстановки с использованием качественных и количественных методов, включающих в себя описания геоморфологических, гидрогеологических условий, инженерно-геологические разрезы оползней, картирование проявлений оползневой оползневой процесса по натурным и аэрокосмическим материалам,

фактические данные измерений и геофизических исследований в районах проявления оползней (Постоев и др. 2008). Существуют примеры оценки природных рисков проявления оползней как одного из опасных криогенных процессов с использованием балльной системы определения вероятности схода оползней (Чехина и др. 2004).

В связи с активной разработкой северных месторождений, особенно в зоне распространения опасных рельефообразующих процессов, необходима оценка оползневой опасности с более широким применением данных дистанционного зондирования на основе выявленных ранее закономерностей развития криогенного оползания и приуроченности современных оползней к определенным геоморфологическим и ландшафтным условиям.

Район исследований

Оценка оползневой опасности проводилась на примере ключевого участка «Васькины Дачи» на Центральном Ямале в междуречье рек Сеяха и Мордыха (рис.1).

Район исследований представляет собой холмисто-увалистую равнину с узкими водоразделами и длинными пологими склонами. Наибольшие высоты (до 58 м) приурочены к уплощенным вершинам останцов Салехардской равнины. Территория интенсивно расчленена узкими долинами рек и малых водотоков, оврагами и балками. Развитие оврагов определяется запасом потенциальной энергии рельефа, поэтому наиболее протяженные овраги приурочены к высоким геоморфологическим уровням. Глубина расчленения Салехардской и Казанцевской равнин достигает 50 м. Большая часть территории – порядка 60%, представлена пологими склонами крутизной до 7°, склоны крутизной от 7° до 50° занимают около 10% площади и оставшиеся 30% приходятся на вершинные части увалов, поймы рек и днища озерных котловин (Leibman et al. 2003).

Активное развитие склоновых процессов характерно для останцов морских террас, сложенных высокольдистыми отложениями с залежами пластовых льдов. На склонах с залегающими вблизи поверхности пластовыми льдами развиваются

термоцирки, по мере выработки пластового льда переходящие в стадию оползневых цирков (Лейбман 2005).

В ландшафтном отношении ключевой участок «Васькины Дачи» расположен в подзоне типичных (мохово-лишайниковых) тундр, постепенно переходящих в подзону кустарниковых тундр (Полуостров Ямал 1975).



Рис.1. Местоположение ключевого участка

На водоразделах широко распространен густой низкорослый ерник, практически не зависящий от мощности снежного покрова. Дренажированные склоны возвышенных участков заняты кустарничково-мохово-лишайниковыми тундрами. На пологих слабодренажированных склонах по сравнению с дренажированными преобладают мхи и лучше развиты кустарники и кустарнички, на выпуклых вершинах и сильно обдуваемых склонах холмов преобладают пятнистые кустарничково-мохово-лишайниковые тундры. Для речных долин и днищ термоцирков и оползневых цирков, где зимой устанавливается довольно мощный снежный покров, характерны тундровые ивняки (высота кустарников соответствует мощности снежного покрова). На плоских поверхностях междуречий и террас, на низких берегах озер, в тыловых частях долин рек и других понижениях широко распространены осоковые, сфагновые и плоскобугристые болота и торфяники.

Методы и результаты исследований

Для оценки оползневой опасности использована карта природно-территориальных комплексов ключевого участка. Проведено районирование, разработанное специально для анализа оползневой опасности. На начальном этапе выделялись геоморфологические уровни согласно М.О. Лейбман и А.И. Кизякову (2007), различающиеся по характеру геологического строения и рельефа. Более высокие геоморфологические уровни обеспечивают большую

амплитуду рельефа, более длинные склоны и, соответственно, вероятность схода более крупных оползней (Лейбман 2005). Далее выделялись элементы рельефа, в пределах которых вероятно развитие оползневого процесса. Отделены горизонтальные поверхности и днища, на которых формирование криогенных оползней невозможно, и вершины, на которых формирование оползней маловероятно. На следующем этапе рассматривались склоны. Оценка оползневой опасности на склонах основывается на ранее разработанных концептуальных моделях криогенного оползания (Лейбман и Кизяков 2007). Анализ современного оползневого процесса показывает, что оползни сходят в основном на вогнутых склонах (Лейбман 2005). Однако, на вогнутых склонах, пораженных современным оползневым процессом, сход новых оползней менее вероятен, чем на вогнутых склонах с древними оползнями. На склонах, затронутых оползневым процессом в прошлом, на некоторых различных по площади (от первых метров до сотен метров в зависимости от возраста оползневой поверхности) участках возникли условия для повторного схода оползней. К таким условиям относятся хорошая задернованность поверхности и сформировавшийся сезонноталый слой, состоящий из песчано-супесчаных склоновых отложений.

Под оползневой опасностью понимается вероятность нарушения поверхности за счет отрыва тела оползня – «зона оттока вещества», формирования поверхности скольжения – «зона транзита», и разгрузки тела оползня – «зона аккумуляции». С ландшафтной точки зрения процессом оползания нарушаются все элементы рельефа. Затрагивается прибрежная часть водораздела в зоне оттока, в результате чего на водоразделе образуются трещины отседания, просадки за счет суффозии. Оголяется поверхность склона в зоне транзита, что дает толчок к развитию термоэрозии, на поверхность выходят засоленные породы, что обуславливает специфическую сукцессию растительности. Происходит разгрузка оползневого тела в нижнюю часть склона, в долину или овраг в зоне аккумуляции, что влечет за собой изменение гидрологического режима, подпор склонового и долинного стока, образование подпорных озер, в которых развивается термокарст.

Пораженность современными оползнями

На основе карты природно-территориальных комплексов проведен анализ пораженности территории ключевого участка криогенными оползнями скольжения, сошедшими в 1989 г. Рассмотрено распределение оползней, сошедших в 1989 г., по каждому из 19 выделенных ПТК. Для этого все оползни были объединены в три группы в зависимости от площади: менее 0,002 км², от 0,002 до 0,01 км², более 0,01 км². Принадлежность криогенных оползней к тому или иному ПТК определялась следующим образом. Оползень считается отнесенным к тому ПТК, с поверхности которого непосредственно сошло тело оползня, начиная с верхней точки бровки отрыва блоков, даже при условии, что контур этого ПТК непосредственно граничит только с

поверхностью скольжения оползня, а тело оползня остановилось в пределах соседнего ПТК.

Наиболее крупные оползни площадью более 0,01 км² и достигающие 0,08 км² встречаются на вогнутых оползневых склонах с поверхностями скольжения древних оползней (ПТК 13 - таблица 1, рис.2), а также на относительно наклонных частях дренированных плоских водораздельных поверхностей (4). Единичные крупные оползни приурочены к пологим кочковатым склонам с преимущественно осоково-моховым покровом (12), а также к склонам в пределах пологохолмистых поверхностей (1) и относительно наклонным участкам плоских водораздельных поверхностей (3) с преимущественно кустарничково-мохово-лишайниковым растительным покровом с участием кустарников.

Оползни площадью от 0,002 до 0,01 км² в основном приурочены ко всем перечисленным в предыдущем абзаце ПТК, наиболее часто к древним закустаренным оползневым склонам (13) и к склонам в пределах пологохолмистых водоразделов (1). Единичные оползни приурочены к ложбинам стока (14), бортам оврагов, балок (18) и долин малых водотоков (19).

Небольшие оползни площадью менее 0,002 км² широко распространены на крутых бортах оврагов и долин малых водотоков (18, 19) и часто приурочены к границам этих ПТК с краевыми частями плоских и пологохолмистых водоразделов (1-4), в которые врезаны овраги и долины водотоков. Нередко такие оползни приурочены к краевым частям относительно дренированных субгоризонтальных поверхностей непосредственно примыкающих к озерным котловинам.

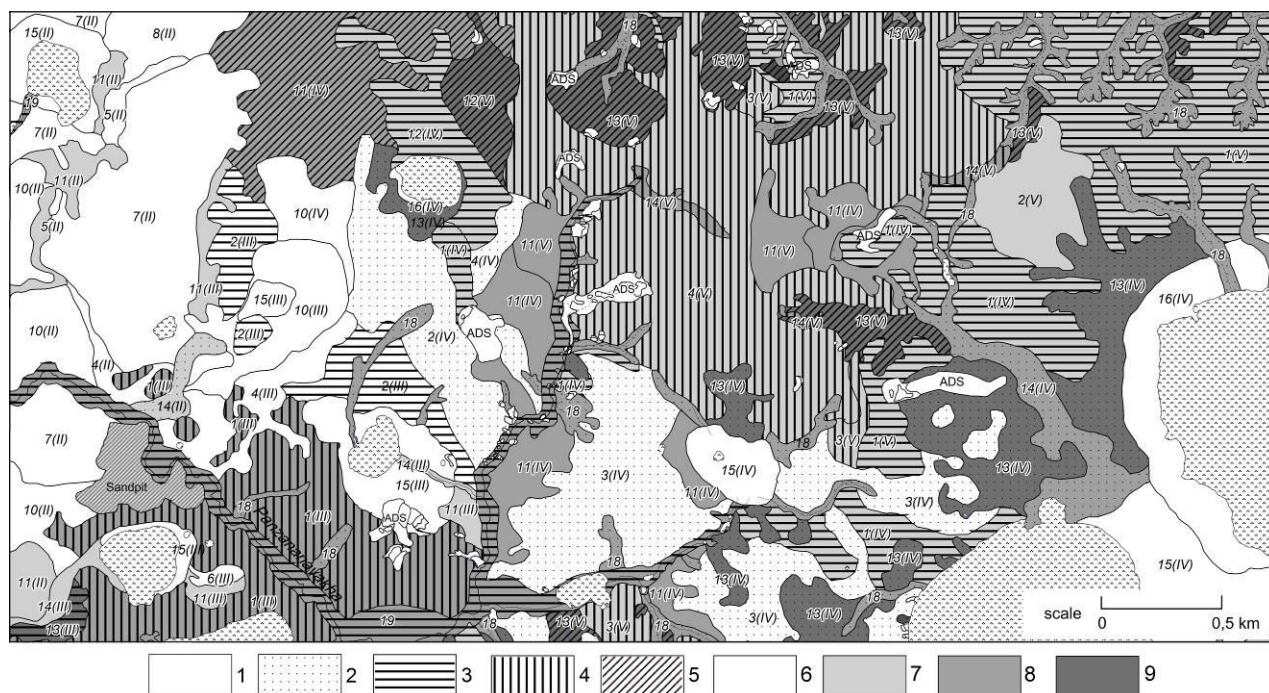


Рис.2. Фрагмент карты дифференциации ПТК по степени пораженности и возможного проявления криогенного оползания. Степень пораженности современным криогенным оползанием: 1 – не поражены (0%), 2 – слабая (0–1%), 3 – средняя (1–5%), 4 – высокая (5–10%), 5 – очень высокая (10% и более). Степень возможного проявления криогенного оползания: 6 – минимальная, 7 – средняя, 8 – высокая, 9 – максимальная. ADS – криогенный оползень скольжения, 5(II)–14(V) – индекс ПТК (геоморфологический уровень)

Пораженность современным криогенным оползанием отличается в одних и тех же ПТК, находящихся на разных геоморфологических уровнях. ПТК с рассчитанной пораженностью оползнями, сошедшими в 1989 г. в процентах (таблица 1) были объединены в 5 групп по степени пораженности современным криогенным оползанием (таблица 2, рис. 2 штриховка).

Наибольшая пораженность у древних оползневых склонов (13) и пологих склонов с кочковатыми кустарничково-осоково-сфагновыми сообществами (12) на V морской равнине. В этих ПТК площадь, затронутая оползнями, сошедшими в 1989 г., наибольшая (16 и 20% соответственно).

Высокая степень пораженности современными оползнями наблюдается на плоских водоразделах с кустарничково-моховыми тундрами (3), с бугорковато-

кочковатыми тундрами (4) и в ложбинах стока (14) на V морской равнине, а также на пологохолмистых водоразделах (1) III аллювиально-морской равнины. Долины водотоков (19), несмотря на достаточно большое количество мелких оползней, характеризуются средней степенью пораженности современным криогенным оползанием. Овражно-балочная сеть (18) характеризуется слабой степенью пораженности современными оползнями, так как площадь мелких оползней, распространенных на крутых бортах оврагов незначительна. На II надпойменной террасе лишь ложбины стока (14) характеризуются слабой степенью пораженности современным оползанием за счет единичного оползня, сошедшего в озерную котловину в результате подрезки поверхности колеи, используемой для проезда.

Таблица 1. Пораженность ПТК криогенными оползнями скольжения 1989 г. на разных геоморфологических уровнях.

ПТК	Название ПТК	Пораженность оползнями 1989 г., % от площади ПТК на геоморфологических уровнях				
		V*	IV	III	II	I
1	Пологохолмистые субгоризонтальные водораздельные поверхности (выпуклые вершины холмов и их склоны) с полигональными кустарничково-травяно-лишайниковыми тундрами с раздувами на песках и супесях	3,6	2,9	6,2	-	-
2	Плоские субгоризонтальные водораздельные поверхности с мелкобугорковатыми травяно-кустарничково-мохово-лишайниковыми и кочковатыми кустарничково-травяно-моховыми тундрами на супесях и суглинках (местами с раздувами)	0,0	0,2	1,5	-	-
3	Плоские субгоризонтальные водораздельные поверхности с травяно-кустарничково-моховыми тундрами на супесях и суглинках, с участками полигональных травяно-кустарничково-лишайниково-моховых тундр на песках и супесях	8,0	0,6	0,0	-	-
4	Плоские субгоризонтальные водораздельные поверхности с бугорковато-кочковатыми кустарничково-травяно-моховыми тундрами на супесях и суглинках	7,4	0,6	0,0	0,0	-
5	Краевые части плоских субгоризонтальных поверхностей с мелкобугорковатыми полигональными травяно-кустарничково-мохово-лишайниковыми тундрами на супесях	-	-	-	0,0	-
6	Плоские субгоризонтальные поверхности с полигональными плоскобугристыми морошково-осоково-лишайниково-сфагновыми торфяниками на оторфованных супесях, суглинках и торфе	-	0,0	0,0	-	-
7	Плоские субгоризонтальные поверхности с кустарничково-осоково-сфагновыми и травяно-моховыми болотами на оторфованных супесях и суглинках (с фрагментами торфяников)	-	0,0	0,0	0,0	-
8	Плоские субгоризонтальные поверхности с травяно-моховыми болотами на супесях и суглинках	-	0,0	-	0,0	-
9	Плоские тыловые части поймы с кочковатыми осоково-моховыми и осоково-сабельниково-моховыми сообществами на суглинках и глинах	-	-	-	-	0,0
10	Плоские слабонаклонные поверхности с травяно-мохово-кустарничковыми тундрами на супесях и суглинках (местами на глинах)	-	0,0	0,0	0,0	-
11	Плоские пологие склоны с кочковатыми разнотравно-злаково-моховыми ивняками с участием ерника на суглинках и глинах	0,0	0,0	0,0	0,0	-
12	Плоские пологие склоны с кочковатыми кустарничково-осоково-сфагновыми сообществами на супесях и суглинках	20,5	1,2	-	-	-
13	Вогнутые пологие оползневые склоны с разнотравно-злаковыми ивняками на суглинках и засоленных глинах	15,9	0,7	4,1	-	-
14	Ложбины стока с пушицево-осоково-моховыми сообществами на суглинках и глинах	6,7	0,1	0,0	0,2	-
15	Хасыреи с преимущественно кустарничково-лишайниковыми сообществами на более дренированных участках с оторфованными супесями и торфом, пушицево-осоково-моховыми ивняками и кустарничково-осоково-сфагновыми болотами на менее дренированных участках с оторфованными суглинками и торфом	-	0,0	0,0	0,0	-
16	Низкие озерные террасы с кочковатыми осоково-моховыми сообществами на оторфованных супесях и суглинках	-	0,0	0,0	-	-
17	Озерные осушки с участками пушицево-арктофиловых сообществ на песках	-				
18	Лога, балки и овраги с плоским заболоченным травяно-моховым днищем и крутыми бугорковато-кочковатыми бортами с травяно-моховыми ивняками и ерниками на суглинках и глинах	0,9				
19	Долины малых рек и ручьев с разнотравно-моховыми ивняками на суглинках и глинах	2,3				

* V – V морская равнина, IV – IV прибрежно-морская равнина, III – III аллювиально-морская равнина, II – II надпойменная терраса, I – пойма р.Мордыха

Большинство остальных ПТК в пределах всех уровней не подвержены современному оползанию, кроме пологохолмистых водораздельных поверхностей (1) на V и IV равнинах и плоских водораздельных поверхностей с мелкобугорковатыми и кочковатыми тундрами (2) на III аллювиально-морской равнине за счет схода криогенных оползней

на границах этих ПТК с оврагами, балками, долинами водотоков и глубокими озерными котловинами. Также средней степенью пораженности характеризуются вогнутые оползневые склоны (13) на III аллювиально-морской равнине и пологие склоны (12) на IV прибрежно-морской равнине.

Таблица 2. Степень пораженности ПТК современным криогенным оползанием (1) и дифференциация ПТК по степени возможного проявления криогенного оползания (2) на ключевом участке «Васькины Дачи».

возможного проявления криптозного оползания (2) на ключевом участке «Баскунки д. III».					
1	2	Минимальная	Средняя	Высокая	Максимальная
Не поражены (0%)	3(III), 4(II, III), 5(II), 6(III, IV), 7(II, III), 8(II, IV), 9(II, III, IV), 10(II, III, IV), 15(II, III, IV), 16(III, IV), 17	2(V), 11 (II, III), 14(III)	11 (IV, V)	-	
Слабая (0-1%)	2-4(IV)	14(II)	14(IV), 18	13(IV)	
Средняя (1-5%)	2(III)	1(IV, V), 12(IV)	19	13(III)	
Высокая (5-10%)	-	3-4(V)	11(III), 14(V)	-	
Очень высокая (> 10%)	-	-	-	12-13(V)	

Пораженность ПТК современным оползанием не превышает 20%, значит свободные от современных оползней поверхности, которые могут подвергнуться криогенному оползанию, составляют до 80%. На поверхностях, подвергшихся современному оползанию, развитие криогенного оползания в ближайшие 300 лет маловероятно (Лейбман и Кизяков 2007) из-за отсутствия сформированного деятельного слоя на поверхностях скольжения, заросших пионерными группировками растительности и характеризующих несформированным органогенным горизонтом и нередко активной термоэрозией.

Оценка оползневой опасности

Природно-территориальные комплексы, пораженные современными оползнями, считаются чувствительными к оползанию, тем более чувствительными, чем больше площадь, затронутая оползневой процессом. Те участки этих ПТК, на которых нет оползней, являются наиболее опасными с точки зрения их возможной активизации. Согласно этому принципу, на основе анализа распределения криогенных оползней скольжения 1989 г. в пределах разных ПТК и степени пораженности ПТК современным оползанием, выделенные ПТК были объединены в 4 группы по степени возможного проявления криогенного оползания (оползневой опасности, таблица 2, рис. 2 фон).

В группу минимального риска проявления криогенного оползания вошли все горизонтальные поверхности (за исключением плоских водораздельных поверхностей (2-4) V морской равнины): переувлажненные поверхности (7, 8, 10) в пределах II надпойменной террасы; хасыреи (15), низкие озерные террасы и осушки (16, 17); участок, относящийся к пойме р.Мордыахи (9); дренированные краевые части субгоризонтальных поверхностей (5) на II надпойменной террасе. Также к этой группе отнесены участки поверхности, пораженные оползнями 1989 г.

К ПТК со средней вероятностью проявления криогенного оползания отнесены выпуклые вершинные поверхности (1) в пределах IV и V равнин, плоские водоразделы (2-4) на V морской равнине, пологие склоны с травяно-моховыми сообществами (12) на IV прибрежно-морской равнине, а также пологие склоны с ивняками (11) и ложбины стока с травяно-моховыми сообществами (14) на III аллювиально-морской равнине и II надпойменной террасе. Для таких ПТК характерно либо наличие

небольших уклонов на протяженных склонах, благоприятных для формирования крупных оползней, либо эти ПТК граничат с вогнутыми закустаренными склонами с оползнями старше 1989 г. (13), оврагами (18), долинами водотоков (19) или бортами глубоких озерных котловин. На границах с такими ПТК повышается вероятность схода криогенных оползней скольжения.

К группе с высокой вероятностью проявления криогенного оползания отнесены склоны хорошо дренированных выпуклых вершинных поверхностей (1) на III равнине, заканчивающиеся крутыми уступами на границах с другими ПТК, как правило, оврагами и долинами водотоков, и озерными котловинами, где высока вероятность схода оползней. По тому же принципу, как в предыдущей группе сюда отнесены протяженные склоны с ивняками (11) на IV и V равнинах с небольшими, но достаточными для формирования крупных оползней уклонами. Более высокая вероятность схода крупных оползней дополняется повышением вероятности схода мелких оползней в связи с высокой расчлененностью этих ПТК овражно-балочной сетью. Соответственно, к этой группе отнесены ложбины стока (14) на IV и V равнинах, овраги и долины водотоков (18, 19), на крутых бортах которых усиливается вероятность схода мелких оползней. Максимальная вероятность схода оползней характерна для вогнутых закустаренных склонов, являющихся поверхностями скольжения древних оползней (13), за исключением поверхностей скольжения и тел оползней 1989 г. К этой же группе отнесены протяженные пологие склоны с кустарниково-моховыми сообществами (12) на V морской равнине.

Законсервированный песчаный карьер на момент исследования не представлял опасности проявления криогенного оползания. На его поверхности развивались лишь заболачивание и термокарст в выемках и дефляция на валах. Поверхность покрыта пионерными группировками растительности. Благоприятными для схода мелких оползней являлись только граничащие с долиной р.Панзананаяха крутые борта валов. Оползни также могут активизироваться в местах пересечения склонов колеями, используемыми для проезда, особенно если колеи проходят перпендикулярно склону. Проходящие над отвершками оврагов колеи могут активизировать процесс оврагообразования, который благоприятствует сходу оползней, так как увеличивает площадь склонов.

Площади ПТК с различной степенью возможного проявления криогенного оползания распределяются следующим образом: максимально опасные ПТК занимают 14,4% площади ключевого участка, с высокой степенью опасности – 19,5%, со средней – 26,0%. К ПТК, относительно устойчивым к вероятной активизации криогенного оползания (с минимальной степенью его возможного проявления), относится менее половины территории, включая площадь озер (40,1%).

Выводы

Предложен метод оценки оползневой опасности на основе анализа распространения современных криогенных оползней и пораженности природно-территориальных комплексов современным оползанием.

Пораженность ПТК современным оползанием определяет чувствительность этих ПТК к возможной активизации оползания в зависимости от того, какую площадь занимают измененные современным оползанием поверхности в пределах каждого ПТК.

Поверхности, пораженные современным оползанием, в ближайшем будущем не опасны с точки зрения повторения оползневой опасности, так как в основании «нового» сезонноталого слоя еще не возникли условия для формирования горизонта сильнольдистых пород – основной предпосылки для возникновения криогенных оползней скольжения.

В результате применения такого метода выявлено следующее.

На всех геоморфологических уровнях, за исключением II надпойменной террасы и поймы р.Мордыаха, сохраняется очень высокая опасность активизации криогенного оползания на вогнутых закустаренных склонах.

Опасность схода крупных оползней повышается при продвижении от низких геоморфологических уровней к высоким на плоских пологих, полностью либо частично закустаренных склонах. Вероятность схода мелких оползней на условно горизонтальных поверхностях повышается при увеличении их расчлененности овражно-балочной сетью и долинами водотоков независимо от геоморфологического уровня.

Исследованные ландшафты характерны для всей типичной тундры Центрального Ямала. Поэтому полученные результаты могут быть использованы в зонах перспективного освоения с широким распространением подземных пластовых льдов и кустарниковых тундр (индикаторов продолжающегося со времени позднего голоцена

развития опасных склоновых процессов) к северу от р.Юрибей. Проведение наиболее полной оценки оползневой опасности с использованием результатов проведенного исследования возможно на территории близлежащего Бованенковского месторождения, но с учетом воздействия уже построенных объектов инфраструктуры и строящихся объектов добычи и транспортировки газа.

Литература

- Burn, C. R. & Zhang, Y. 2009. Permafrost and climate change at Herschel Island (Qikiqtaruk), Yukon Territory, Canada, J. Geophys. Res., 114, F02001, doi:10.1029/2008JF001087.
- Leibman M.O., Kizyakov A.I., Sulerzhitsky L.D. & Zaretskaya N.E. 2003. Dynamics of the landslide slopes and mechanism of their development on Yamal peninsula, Russia. Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost. Lisse, Netherlands, Balkema Publishers. I: 651–656.
- Казakov Н.А. и Генсировский Ю.В. 2008. Экзогенные геодинамические и русловые процессы в низкорельефной о. Сахалин как факторы риска для нефтегазопроводов «Сахалин-2». Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология 6: 483–496. *(на русском языке)*
- Лейбман М.О. 1997. Криолитологические особенности сезонноталого слоя на склонах в связи с процессом криогенного оползания. Криосфера Земли I (2): 50–55. *(на русском языке)*
- Лейбман М.О. 2005. Криогенные склоновые процессы и их геоэкологические последствия в условиях распространения пластовых льдов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. ИКЗ СО РАН. Тюмень. 48 с. *(на русском языке)*
- Лейбман М.О. и Кизяков А.И. 2007. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. – М. – Тюмень, ИКЗ СО РАН, 206 с. *(на русском языке)*
- Полуостров Ямал. 1975. Отв. ред. В.Т. Трофимов. – М. 278 с. *(на русском языке)*
- Постоев Г.П., Лапочкин Б.К., Казеев А.И. и Никульшин А.С. 2008. Оценка оползневой опасности на строительных площадках. Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология 6: 547–557. *(на русском языке)*
- Чехина И.В., Ривкин Ф.М., Корейша М.М. и Попова А.А. 2004. Построение оценочных карт природных рисков проявления криогенных процессов на побережье полуострова Варандей. Криосфера нефтегазоносных провинций: Матер. Межд. конф. – Тюмень. с. 131. *(на русском языке)*

Математическое моделирование промерзания грунтов с визуализацией формирующейся криогенной текстуры

В. Г. Чеверев, Е. В. Сафронов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра геоэкологии, Москва, Россия

Реферат

Предложено численное решение математической модели промерзания и пучения грунтов при переменных условиях по тепло - и массообмену с учетом миграции влаги, усадки талой зоны и формированием криогенной текстуры слоистого типа.

Ключевые Слова: Грунты; криогенная текстура; математическое моделирование; промерзание.

Результаты экспериментальных исследований параметров влагопереноса в мерзлых, промерзающих, оттаивающих и талых грунтах и работы, опубликованные в трудах [см. список литературы 1-8] послужили основой для разработки *теории криогенного влагопереноса и морозного пучения промерзающих грунтов*, которая более конкретно, учитывая установленный механизм влагопереноса, может быть названа «*фильтрационно-диффузионной*». Сущность ее состоит в следующем (Чеверев 2004).

В криогенном влагопереносе в той или иной степени могут участвовать различные категории незамерзшей воды, имеющие физико-химическую связь с минеральным компонентом грунта. Однако основную роль играет осмотическая категория незамерзшей воды ввиду ее наибольшего удельного содержания и возможности к передаче порового давления. Поэтому доминирующим механизмом в формировании движущих сил криогенного потока влаги в промерзающих грунтах является осмотический механизм, обусловленный существованием двойного электрического слоя (ДЭС).

При этом химически и физикохимически адсорбированные категории незамерзшей воды, а также иммобилизованный поровый раствор снижают морозную пучинистость промерзающих грунтов: адсорбированная вода ввиду ее малого количества и низкой подвижности, вода внутрикристаллического набухания из-за не участия в транзитном влагопотоке, а поровый раствор из-за конкурирующего взаимодействия с диффузным слоем катионов и отсутствия физико-химической связи с минеральным скелетом.

В ходе промерзания перед фронтом промерзания со стороны талой зоны грунта, как это установлено опытным путем, формируется слой транзитного влагопереноса, в котором практически нет градиентов влажности, но есть градиенты порового давления. Влажность этого слоя соответствует пределу усадки, а сам процесс усадки талой зоны промерзающего грунта обусловлен формированием отрицательного порового давления в ней. При развитии процесса уплотнения грунта перед фронтом промерзания, появляется и постепенно увеличивается поток воды в промерзающую зону из внешнего источника.

Объем влагосодержания грунта за счет превышения его начальной влажности над влажностью предела усадки ($\Delta W = W_{нач} - W_y$) идет на шлировое льдовыделение в промерзающих грунтах. Из влагосодержания грунта соответствующего пределу усадки формируется массивная криогенная текстура минеральных слоев и содержание незамерзшей воды. Если влажность грунта не превышает влажность предела усадки, при его промерзании деформации пучения возможны только за счет увеличения объема воды при переходе в лед. Появление дополнительного потока воды в промерзающую зону из внешнего источника означает переход от закрытой по влагообмену системы к открытой. Это связано с усилением пучения промерзающего грунта, что представляет наибольший научный и практический интерес.

В условиях квазистационарности процесса промерзания деформация пучения за счет внешнего притока воды зависит от влагопроводности грунта (λ_w), градиента давления криогенной миграции ($grad P_w = [-P_w(T) + P_{w0} + P_w(G)] / H_r$) и времени ее действия, что выражается уравнением:

$$\Delta H = 1.09 \tau_i \lambda_w [-P_w(T) + P_{w0} + P_w(G)] / H_r + 0.09 H_y (W_n - W_y) + 1.09 H_m (W_y - W_w) + K_c H_m + H_m (n - W_n), \quad (1)$$

где H_m - мощность мерзлой зоны, W_y - объемная влажность предела усадки грунта, H_y - мощность зоны усадки, n - пористость грунта, W_w - объемная влажность за счет содержания незамерзшей воды, W_n - объемная начальная влажность грунта, K_c - коэффициент структурного разуплотнения мерзлой зоны промерзающего грунта, являющийся составной частью коэффициента температурной деформации мерзлого грунта, τ_i - время действия внешнего притока воды, $P_w(T)$ - давление (потенциал) незамерзшей воды на границе сегрегационного льдовыделения, P_{w0} - поровое давление на нижней границе талой зоны, $P_w(G)$ - величина давления в незамерзшей воде, обусловленная статической нагрузкой на промерзающий грунт, H_r - суммарная мощность промерзающего грунта.

Для условий промерзания по закрытой системе, в уравнении (1) будет отсутствовать первый член ее правой части и оно примет вид:

$$\Delta H = 0,09 H_y (W_n - W_y) + 1,09 H_m (W_y - W_w) + K_c H_m (n - W_n). \quad (2)$$

С учетом полученных результатов С. Н. Булдовичем и В. Г. Чеверевым разработана физическая постановка и приближенное аналитическое решение задачи тепломассопереноса и льдовыделения в талой и мерзлой зонах промерзающего грунта (Ершов и др. 1999). Задача решается для слоя талого грунта с влажностью на пределе усадки, который промерзает с поверхности в условиях открытой системы - т.е. при неограниченном доступе влаги к его подошве (наличие водоносного горизонта).

Основным отличием данного решения от существующих математических моделей в научной литературе является принятие однозначного соответствия градиента давления незамерзшей воды градиенту температуры в мерзлой зоне согласно зависимости (1.2.7) по работе (Чеверев 2004). При этом интенсивность миграционного потока влаги в мерзлой зоне записана в виде:

$$I_{wi} = \lambda_{wi}(T) \cdot K \cdot dT/dz, \quad (3)$$

где $\lambda_{wi}(T)$ - коэффициент влагопроводности мерзлой зоны грунта, м/час; K - коэффициент пропорциональности, выраженный в метрах водяного столба на градус температуры мерзлого грунта и равный 121 м/град; dT/dz - градиент температуры.

Влагопроводные свойства мерзлого грунта резко уменьшаются с понижением температуры. Поэтому по мере движения миграционного потока в мерзлую зону, происходит вымерзание избыточной влаги идущей на формирование ледяных включений и пучение мерзлой зоны грунта. В талой зоне осуществляется транзитный влагоперенос от области питания на подошве промерзающего слоя к фронту промерзания. Он происходит под действием разности отрицательных давлений, соответствующих потенциалам влаги при температуре начала замерзания и температуре на фазовой границе талой и мерзлой зон.

Интенсивность влагопотока в талой зоне составляет:

$$I_w = \lambda_w \cdot K \cdot (T_{нз} - T_{ф})/h - h_{ф}, \quad (4)$$

где λ_w - коэффициент влагопроводности талого грунта; $T_{нз}$, $T_{ф}$ - температуры начала замерзания пород и на фронте промерзания, соответственно; h - глубина промерзания; $h_{ф}$ - размер расчетной области.

Задача решается методом последовательной смены стационарных состояний на основе общего теплового баланса талой и мерзлой зон.

В отличие от традиционного подхода распределение температур в мерзлой зоне не принимается линейным, а задается некоторой

функцией, учитывающей объемные внутренние источники тепла. В самом деле, в мерзлой зоне происходит тепловыделение, связанное с кристаллизацией вымерзающей миграционной влаги и, в меньшей степени, выделение емкостного тепла грунта при его охлаждении. Таким образом, градиенты температур должны возрастать в направлении движения потока тепла (к «холодной» поверхности). Кривая температур выгнута в этом направлении. Разница кондуктивных тепловых потоков на «холодной» поверхности и на фронте промерзания (со стороны мерзлой зоны) равна суммарной интенсивности внутренних источников тепла.

Такой подход позволяет учесть сложные прямые и обратные связи между различными составляющими процесса тепловлагообмена. Например, увеличение миграционного потока в мерзлую зону грунта вызовет дополнительный выгиб кривой температур и, следовательно, уменьшение градиента температуры в нижней части мерзлой зоны, что приводит к падению интенсивности этого потока. Кроме того, увеличение кривизны температурной кривой вызывает сокращение количества замерзающей связанной влаги и т.д. Вообще, изменение любой составляющей тепловлагообмена неизбежно меняет и температуру на границе талой и мерзлой зон, которая является основной величиной, определяющей уровень влагообмена между зонами и пучение грунтов.

В развитие этого решения Е.В. Сафроновым и В.Г. Чеверевым была разработана двумерная численная модель промерзания грунта. В модели область промерзающего грунта разбивалась на сетку ячеек, для которых вычислялись температура, льдистость и влажность в каждый квант времени на основе уравнений теплового и материального баланса.

Основные положения модели:

1. В качестве области грунта взят срез толщи грунта, образующий полуограниченную поверхность, верхняя граница которой - фронт низких температур, а нижняя - источник тепла и влаги.
2. На границе области моделирования допускается свободный и переменный во времени тепло- и влагообмен. Масса грунта каждой ячейки в области моделирования остается постоянной.
3. Для каждой ячейки численной модели все параметры тепло- и массопереноса (то есть термодинамический потенциал, теплоемкость, теплопроводность и равновесное содержание жидкой фазы) являются переменными и зависящими от среднего по объёму ячейки значения влажности, льдистости и температуры.
4. В модели рассматривается смена стационарных состояний через равные промежутки времени, то есть в промежутке кванта времени потоки тепла и влаги принимаются постоянными. Так же в этот квант времени принимаются постоянными температура, влажность и льдистость по всему объёму ячейки, принимаемыми равными среднему по объёму значению, а так же все параметры тепло- и массопереноса, зависящие от них (рис. 1).
5. В модели допускается вертикальная деформация ячеек на основе изменения влажности и льдистости ячейки. В связи с этим в модели

допускается разное содержание влажности в талой зоне и учет процесса просадки талой зоны грунта в условиях роста шлиров льда за счет внутренних источников влаги талой зоны при промерзании. Изменение внутреннего напряженного состояния ячейки за счет изменения деформации грунта пока не рассматривается (рис. 2).

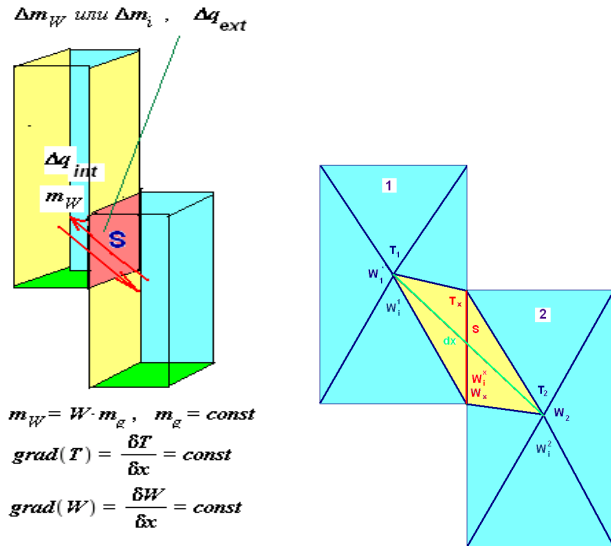


Рис. 1. Тепло- и массообмен между двумя контактирующими ячейками.

6. В модели рассматривается возникновение макрошлиров льда из микрошлиров и льда-цемента мерзлой зоны. Условием образования макрошлиров льда является повышение льдистости выше некоторого критического значения. При этом предполагается, что существует разность термодинамических потенциалов пленок влаги на поверхности макрошлиров льда и льда-цемента, а так же микрошлиров льда за счет избыточной поверхностной энергии микрошлиров и льда-цемента.

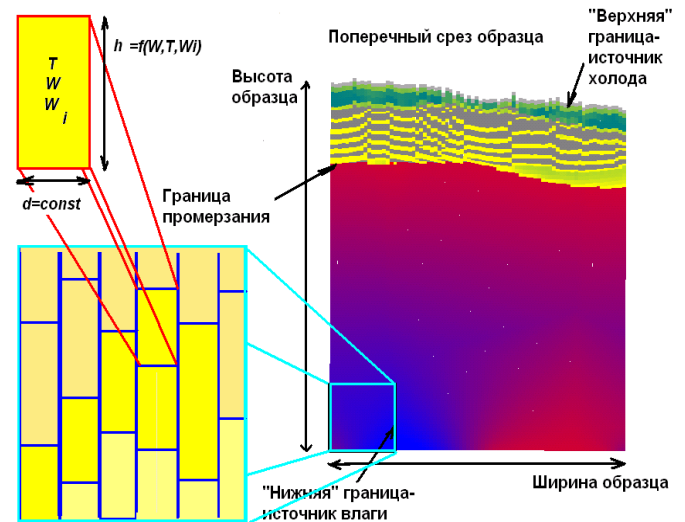


Рис. 2. Сетка разбиения ячеек в численной модели. Показана реализация вертикальной деформации ячейки. Ширина ячейки остается постоянной, в то время как высота изменяется.

Численная модель позволяет отобразить изменение криогенной текстуры мерзлой зоны во времени в условиях постоянной деформации промерзающего грунта. На рис. 3 показана криогенная текстура промерзающей каолинистой глины, реализованная в численной модели в разные промежутки времени.

Условия промерзания, то есть значения потоков тепла и влаги заранее были выбраны переменными по периметру нижней границы - талой зоны и верхней границы - границы промерзания, но постоянными во времени (рис. 4.)

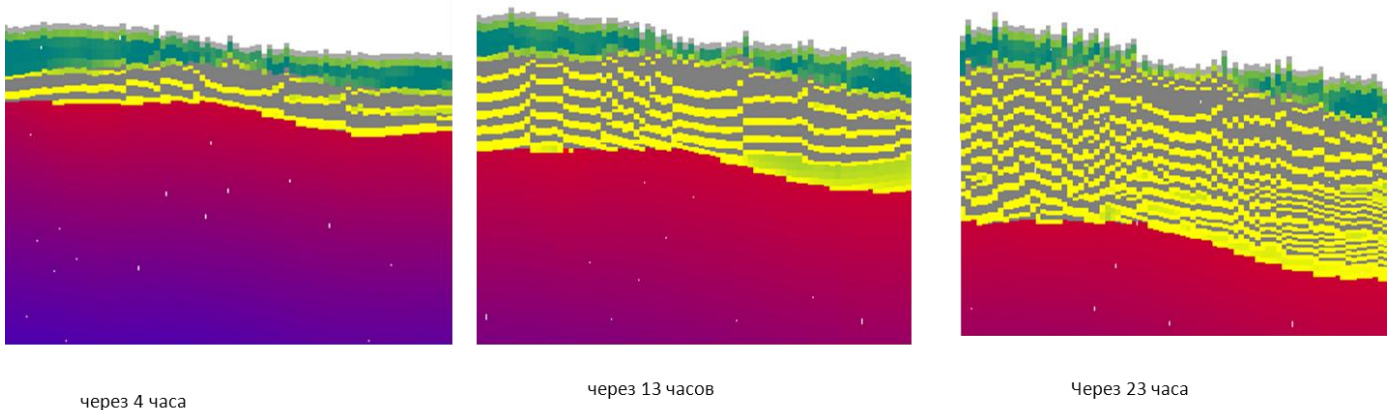


Рис. 3. Формирование криогенной текстуры промерзающей каолинистой глины во времени. Талая зона отмечена красносиним цветом, при этом реализована градация по влажности при переходе от красного цвета к синему в сторону увеличения влажности грунта. В качестве красного цвета изображен грунт с содержанием влажности предела усадки, а синим - предела текучести. Серым цветом обозначены прослои льда, а желто-зеленым мерзлые слои, льдистость которых возрастает от желтого к зеленому цвету.

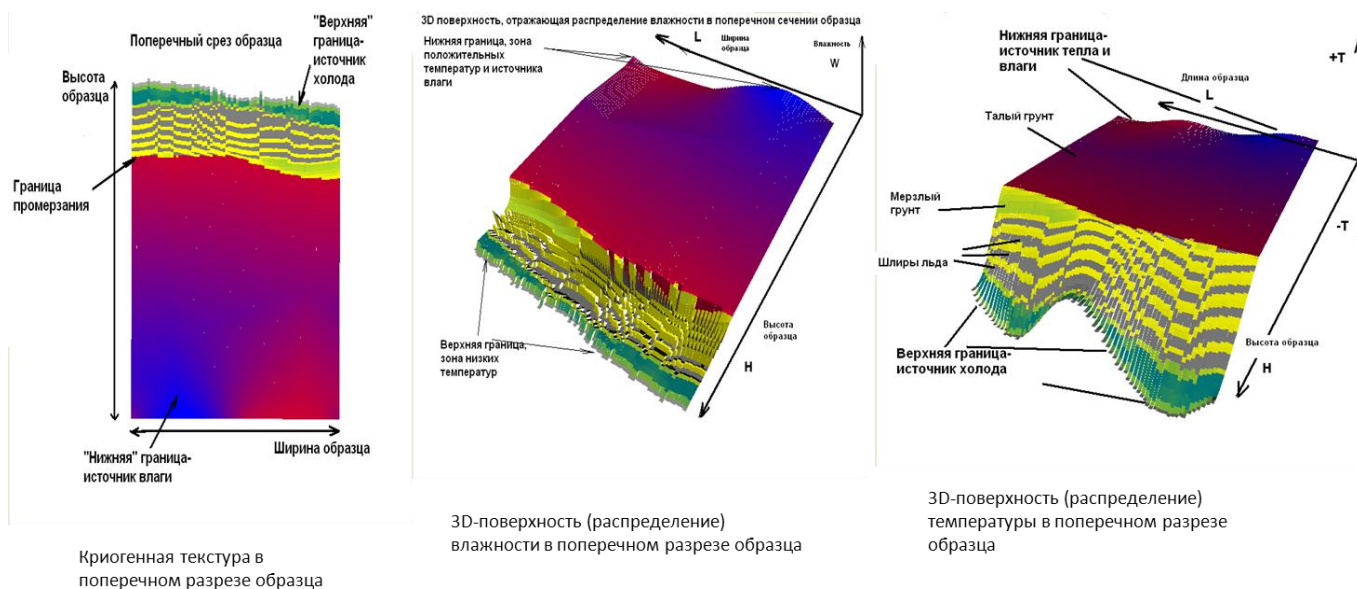


Рис. 4. Представление распределений температуры и влажности в процессе промерзания грунта.

Таким образом, можно выделить следующие возможности модели:

1. Получение первичной слоистой криогенной текстуры в промерзающих грунтах и прогноз ее эволюции во времени.
2. Изменяющиеся краевые условия тепло- и массообмена по объему промерзающего грунта и во времени.
3. Получение динамики усадки и пучения промерзающего грунта.
4. Возможность моделирования промерзания грунта произвольной формы.
5. Моделирование тепло- и влагообмена в промерзающем грунте, находящимся в контакте с инженерным объектом.

Литература

- Гольдштейн, М.Н. 1948. Деформация земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании. Труды Всесоюзного научно-исследовательского института железнодорожного транспорта 16, Москва, 212 стр.
- Гречищев, С.Е. 1979. Межфазное взаимодействие в поровой влаге и термореологическая модель

мерзлых грунтов. Журнал Инженерная геология 4 Москва: Издательство Наука: 72-85.

- Ершов, Э.Д., Орлов, В.О., Булдович, С.Н., Медведев, А.В., Чеве́рев, В.Г. 1999. Морозное пучение грунтов и его воздействие на сооружения. Ред: Э. Д. Ершов, Основы геокриологии 5. Инженерная геокриология Москва: Издательство МГУ, 109-133.
- Орлов, В.О., Дубнов, Ю.Д., Меренков, Н.Д. 1977. Пучение промерзающих грунтов и его влияние на фундаменты сооружений. Ленинград: Стройиздат, Ленинградское отделение, 183 стр.
- Фельдман, Г.М. 1988. Передвижение влаги в талых и промерзающих грунтах. Новосибирск: Издательство Наука, 257 стр.
- Чеве́рев, В.Г. 2004. Природа криогенных свойств грунтов Москва: Издательство Научный мир, 234 стр.
- Эдлефсен, Н.Е., Андерсен, А.Б.Ц. 1966. Термодинамика почвенной влаги. Сборник статей Термодинамика почвенной влаги. Ленинград: Гидрометеиздат, 5-273.
- Cheverev, V.G., Ershov, Э.Д., Magomedgadzhieva, M.A., Vidyapin, I.Y. 1998. Results, of physical simulation of frost heaving in soils 7 International Conference on Permafrost. Canada, 145-149.

Радиоуглеродная хронология и динамика палъза Европейского северо-востока России

Ю.Н. Чижова, А.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Ю.К. Васильчук
*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия*

Реферат

Исследованы и датированы по ^{14}C миграционные бугры пучения на многолетнемёрзлых торфяных массивах Европейского северо-востока России (у посёлков Уса, Абезь, Никита, Елецкий, Хановой и станции Бугры). Установлено, что палеодинамика этих бугров в голоцене была различной. Часть из них активно росла даже в оптимум голоцена. Современное их состояние даже в пределах одного массива может быть как деградационным, так и стабильным, аградационным, пульсирующим.

Ключевые Слова: Европейский Север; палъза; радиоуглеродный возраст.

Введение

Миграционные бугры пучения на торфяном массиве или палъза (бугры с льдистым ядром, сложенные торфом или минеральными отложениями, перекрытыми торфом, с максимальной высотой около 10 м) широко распространены на территории Северной Европы, Азии и Северной Америки.

Многолетнемёрзлые бугры пучения являются одной из самых распространенных форм мерзлотного рельефа. Чаще они встречаются в районах с более высокими среднегодовыми температурами (около нуля) в областях прерывистого и спорадического распространения многолетнемёрзлых пород, но также нередки и в районах низкотемпературных многолетнемёрзлых пород сплошного распространения (Åkerman 1982, Washburn 1983, Vasil'chuk & Lakhtina 1986, Vasil'chuk & Vasil'chuk 1998, Vasil'chuk et al. 2008). Они практически всегда обнаруживаются в тех северных регионах, где есть торфяники, и обычно распространены в местах с продолжительными зимами и маломощным снежным покровом.

Момент формирования бугра пучения как формы рельефа, т.е. время начала его образования наиболее объективно можно установить, измеряя радиоуглеродный возраст отложений, сформировавшихся в тот момент, когда поверхность бугра оказалась над поверхностью зеркала воды окружающего болота. Выделив именно те отложения в разрезе бугра, которые накапливались в этот начальный момент пучения, можно уверенно говорить о возрасте бугра.

Исследования последних десятилетий зафиксировали существенные и относительно быстрые изменения в распределении многолетнемёрзлых толщ и палъза в течение второй половины 20-го и в начале 21-го столетий в северной Америке и в Европе. Эти изменения проявились в сокращении площади поверхности, занятой буграми пучения в арктических и субарктических торфяниках, что принято связывать с глобальными климатическими изменениями. Вместе с тем, есть и данные, свидетельствующие о росте и динамике отдельных бугров, связанных с локальными

факторами, такими как миграции русел рек, изменения конфигурации озёр, или даже с такими экзотическими причинами, как деятельность бобров, влияющая на гидрологию участка (Lewkowicz & Coultish 2004). Есть данные о современном росте бугров и увеличении площади их распространения как на юге, так и на севере криолитозоны (Vasil'chuk et al. 2008).

Механизм формирования миграционных бугров типа палъза, согласно работам Ю.К. Васильчука, может быть очень различным (рис. 1). Для некоторых бугров он может представляться следующим. В процессе поселения растительности на болотах формируется кочкарник. При промерзании происходит подток влаги к кочкам-буграм со всех сторон. Постепенно промерзание охватывает все более глубокие горизонты торфа, суглинка, глин. В процессе промерзания происходит усадка объёма окружающих кочку пород за счёт иссушения. Кочка, напротив, испытывает пучение в результате добавления новых объёмов воды и подтягивания влаги к фронту промерзания в условиях высоких отрицательных температур и небольших длительно действующих градиентов, что приводит к формированию шлиров сегрегационного льда. Однако, это только один из возможных сценариев развития палъза. Не менее распространено и образование бугров на месте сильновлажных понижений с активным торфонакоплением (рис. 1а). Сочетание механизмов формирования палъза на месте кочки и на месте понижения может отмечаться и в пределах одного выпуклобугристого массива. Причём льдистость бугра, сформировавшегося на месте сильновлажного понижения, может быть существенно выше, чем у образовавшегося на месте первичной кочки (рис. 1б).

Ю.К. Васильчуком (Vasil'chuk 1983) на основании детального изучения льдистости и криогенного строения палъза на севере Западной Сибири близ посёлка Азовы было замечено, что суммарная мощность ледяных прослоев нередко на 3–4 м меньше превышения бугра над впадинами.

Кроме того, в разрезах сильнольдистых палъза было отмечено большое количество пустот и полостей общим объёмом до 20% от объёма мерзлой породы.

Ранее такие же пустоты и полости наблюдал Н.Г. Бобов (1960) в миграционных буграх пучения Центральной Якутии. Весьма ценно и наблюдение А.П. Горбунова (1967), отметившего, что при бурении одного из таких промёрзших бугров на Тянь-Шане в скважину начал интенсивно (с шипением) втягиваться воздух (и даже листки бумаги), что однозначно указывало на наличие полостей с вакуумом.

Радиоуглеродное определение возраста бугров

По торфяным отложениям, перекрывающим бугры в бассейне реки Уса в Большеземельской тундре (у поселков Уса, Абезь, Никита, Елецкий, Хановей и станции Бугры), авторами было получено 75 новых радиоуглеродных датировок.

У посёлка Бугры для датирования был выбран бугор пучения высотой 3,2 м (рис. 2). Торф здесь начал накапливаться 8,6 тыс. лет назад. 2,3–2,1 тыс. лет назад началось промерзание и сформировался бугор.

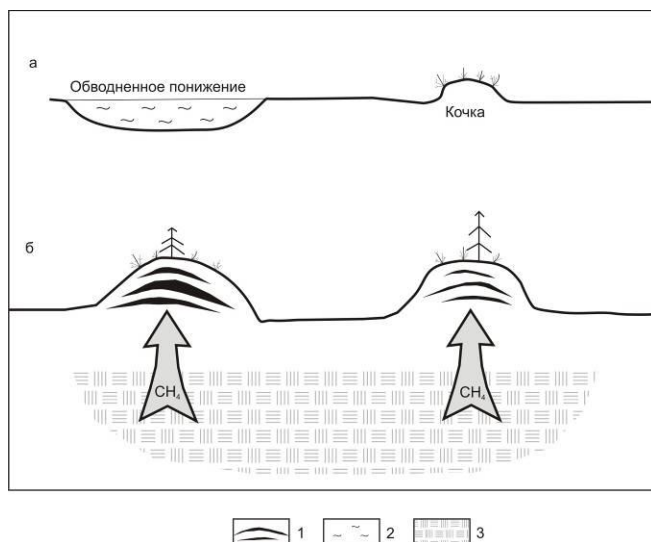


Рис. 1. Схема формирования миграционных бугров пучения при пучении обводненного понижения и кочки (а) и последующий рост бугров и их льдистости с поступлением снизу метана, способствующего всплыванию бугров (б): 1 – ледяные линзы, 2 – вода, 3 – органическая масса – источник болотных газов

У посёлка Уса было детально исследовано и датировано несколько разновысотных бугров пучения. Невысокий бугор (0,8 м, рис. 2Б а) оказался самым молодым: гипновый торф в его разрезе с глубины 0,1 м имеет возраст 140 лет. В разрезе бугра высотой около 4 м вахтовый низинный торф с глубины 0,8 м датирован 6,65 тыс. лет, а с глубины 0,3 м – 5,2 тыс. лет (рис. 2Б г). Этот бугор самый древний.

Радиоуглеродное датирование пальза у посёлка Абезь, выполненное по 8 образцам, отобранным из осевой части бугра пучения высотой 3 м показало, что торф здесь начал накапливаться 5,6 тыс. лет назад. Завершение торфонакопления было датировано по переходному мохово-травяному торфу с глубины 0,1

м – оно произошло 2,7 тыс. лет назад (рис. 2В). Ранее две близкие радиоуглеродные датировки были получены В.П. Евсеевым (1976) для основания торфяника одного из бугров близ того же посёлка (5,7 и 5,5 тыс. лет).

В разрезе бугра высотой 4,7 м у посёлка Никита прослеживается переход от торфа, сформировавшегося 8,2–7,5 тыс. лет назад в условиях лесного хвощового болота (в интервале глубин 0,80 – 0,65 м), к торфу с высоким содержанием остатков деревьев (что, возможно, указывает на частичное осушение участка) на глубине 0,65 м, сформировавшегося около 5,3 тыс. лет назад (рис. 2Г б).

В 1,5 км южнее данного посёлка был исследован бугор высотой 3,5 м (рис. 2Г в). Древесина и остатки крупных кустарников с глубины 0,4–0,5 м указывают на субэральные условия развития торфяника и датированы возрастом 6,3–6,1 тыс. лет.

Небольшой бугор высотой 0,7 м сложен низинным торфом (рис. 2Г а). Его пучение имеет возраст 1,5 тыс. лет.

Бугор высотой 4 м у посёлка Елецкая перекрыт торфом мощностью 1,15 м (рис. 2Д а).

Этот древесно-осоковый торф с глубины 0,3 м датирован возрастом 4,8 тыс. лет (начало пучения). Второй бугор высотой 3,5 м перекрыт торфом мощностью около 1 м (рис. 2Д б). По датировке 7,42–7,12 тыс. лет назад фиксируется осушение массива в результате начавшегося пучения.

У посёлка Хановей был датирован бугор пучения высотой 2,5 м (рис. 2Е). Торф в основании торфяного слоя начал накапливаться 8,8 тыс. лет назад. Судя по остаткам водных растений, торфонакопление шло здесь в эвтрофном режиме.

Торф с глубин 0,6 и 0,5 м датирован возрастом 8,5 и 7,5 тыс. лет соответственно.

Торф в интервале глубин 0,3–0,1 м намного моложе – его возраст составляет 3,75–3,85 тыс. лет. Для вершины бугра получена современная дата.

Радиоуглеродное датирование, выполненное по 3 образцам, отобранным на склоне этого бугра, продемонстрировало, что возраст торфа здесь существенно меньше, чем в его осевой части, и составляет 2,9–2,8 тыс. лет. Мощность торфа тут не превышает 0,25 м и, кроме того, здесь отмечена инверсия датировок (3,5 тыс. лет между 2,9 и 2,8 тыс. лет), связанная с оползанием торфа вниз с поверхности сформировавшегося ранее бугра или с заполнением пустот, образовавшихся во время пучения. Еще более молодой возраст – современный и 480 лет – был получен для основания бугра и для обводненного понижения вокруг него.

Радиоуглеродные датировки позволили установить, что формирование бугров могло происходить в разные периоды голоцена (в том числе и в настоящее время) как в разных геоэкологических зонах, так и в пределах единого бугристого массива. На это указывают смена состава торфа и изменение скорости его накопления, что позволило реконструировать моменты начала пучения и формирования бугров в разных массивах (рис. 2).

Динамика развития пальза в голоцене

Принято считать, что период голоценового оптимума, охватывающий около двух третей первой части голоцена, был этапом повсеместной деградации многолетнемерзлых толщ и разрушения большинства бугров пучения. Но исследованиями авторов настоящей статьи было установлено, что это не совсем так.

Х. Сеппа и его сотрудники (Välliranta et al. 2010, Salonen et al. 2011) исследовали изменения древесной растительности в голоцене на бугристых массивах Большеземельской тундры в бассейне реки Печора. Они полагают, что в течение периода голоценового оптимума на данной территории (которая в настоящее время расположена на границе леса и за ее пределами) происходило расширение ареалов древесной растительности (ели, березы), которая в виде

отдельных редколесий произрастала здесь с начала голоцена (Välliranta et al. 2010).

В течение голоценового оптимума, который здесь датирован возрастом 8,0–3,5 тыс. лет (Salonen et al. 2011), среднелетняя температура в тундре была на 3 °С выше современной. В то время вокруг озера Хариней, расположенного в 150 км севернее современной границы леса, произрастали еловые леса. Около 3,5–2,5 тыс. лет назад температура понизилась, что привело к активному формированию здесь многолетнемерзлых пород и интенсивному росту пальза, а также к отмиранию древесной растительности, наиболее древние остатки которой датированы возрастом 2,5 тыс. лет (Salonen et al. 2011).

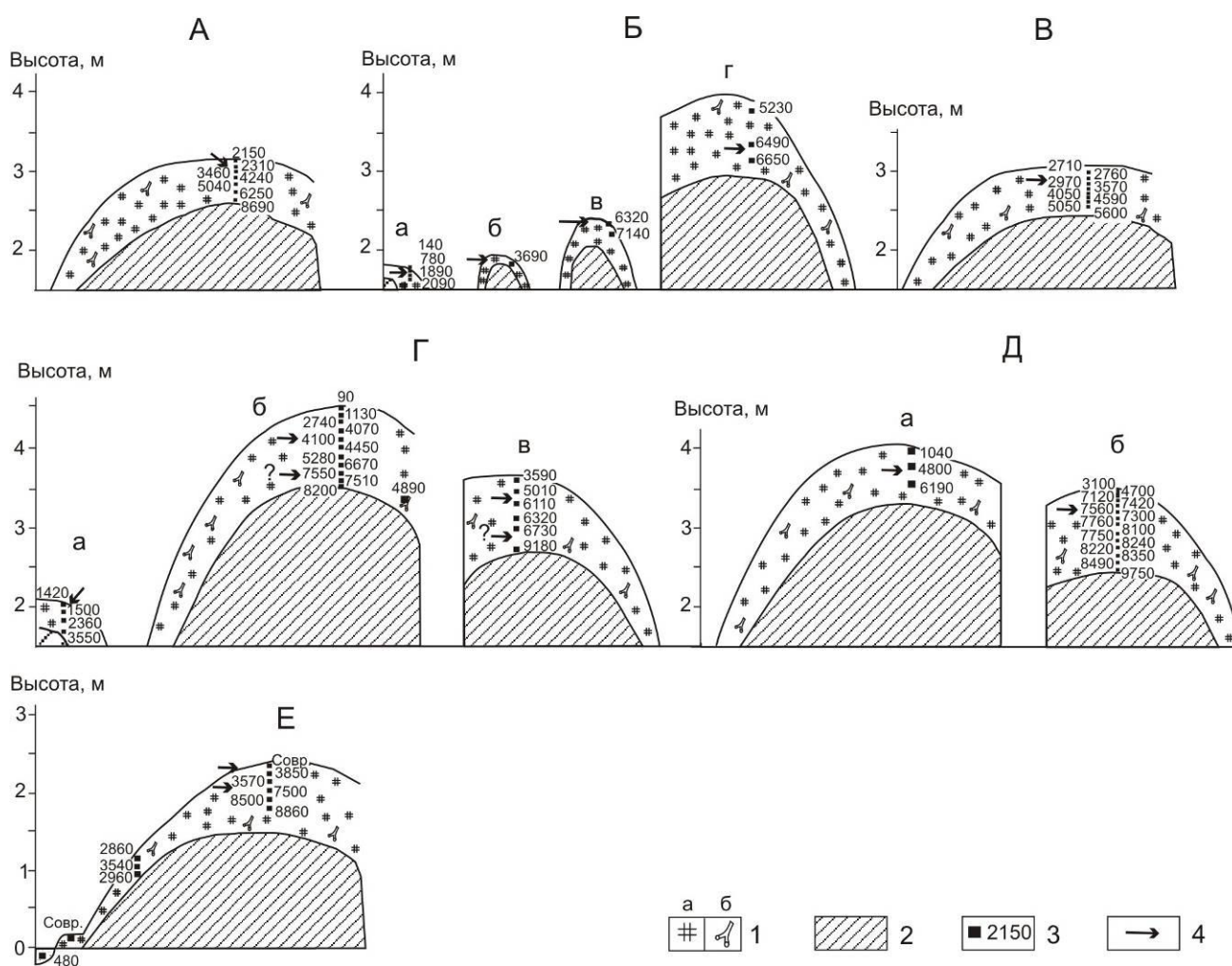


Рис. 2. Радиоуглеродное датирование бугров пучения в Большеземельской тундре (из Vasil'chuk et al. 2003, 2008): А - пос. Бугры, Б - пос. Уса, В - пос. Абезь, Г - пос. Никита, Д - пос. Елецкий, Е - пос. Хановей. 1 – материал датирования торф (а) и ветки деревьев (б), 2 – суглинок, 3 – радиоуглеродные датировки, 4 – момент пучения

Радиоуглеродное датирование, проведенное авторами, позволило определить начало пучения и динамику развития пальза в голоцене на участках их развития у станции Бугры и посёлков Уса, Абезь, Никита, Елецкий и Хановей.

Проведенные расчеты показывают, что процессы пучения на рассмотренных территориях обусловлены как общеклиматическими изменениями, так и локальными факторами. И даже в пределах одного и того же массива скорости накопления торфа, моменты

пучения и длительности субэдральной и субаквальной фаз могут не совпадать.

Но при рассматривании большого массива данных можно выделить этапы интенсификации и относительного затухания процессов пучения. Даже в пределах южной части криолитозоны в оптимум голоцена многолетнемёрзлые породы не деградировали, а напротив, могли начать формироваться новые бугры пучения. Основным фактором такого, на первый взгляд, геоэкологического парадокса было интенсивное накопление торфа вследствие высоких летних температур и сохранение, а местами и ужесточение, суровости зим в период оптимума голоцена.

Рассмотрим подробнее динамику развития исследованных бугров пучения.

Станция Бугры (Bugry station)

Установлено, что рост небольшого палза высотой 0,8 м у станции Бугры на начальной стадии неоднократно прекращался. Очевидно, он сформировался только в последнее столетие (датирование пробы с глубины 0,1 м и осоково-гипнового торфа, залегающего на поверхности бугра, дало возраст, равный примерно 140 годам) (рис. 2А).

Другой бугор высотой около 2 м начал формироваться не ранее чем 3,7 тыс. лет назад. Поскольку с поверхности залегают осоково-гипновый торф, можно сказать, что пучение произошло довольно быстро, так как верховой торф не успел сформироваться. Поскольку на бугре отсутствует лишайниковое покрытие, можно сказать, что пучение произошло совсем недавно (в пределах последних 100 лет).

В строении палза высотой 2,5 м снизу вверх по разрезу отмечена смена осокового низинного торфа возрастом 7,10 тыс. лет (на глубине 0,5 м) низинным вахтовым торфом возрастом 6,32 тыс. лет, что указывает на начавшийся процесс изменения режима водно-минерального питания в интервале 7,1–6,3 тыс. лет назад. Пучение, судя по характеру распределения радиоуглеродных датировок и составу торфа, произошло здесь не ранее чем 6 тыс. лет назад.

Бугор высотой 4 м начал формироваться не ранее 6,5–6,0 тыс. лет назад. При этом вахтовый низинный торф сменился древесным с участием остатков сосны, ивы и березы. Скорость накопления торфа в течение субаквальной фазы была весьма велика – 0,06 см/год. Судя по соотношению толщины торфяного слоя и датировок, переход в субэдральную фазу завершился около 5 тыс. лет назад, когда накопление торфа и рост бугра полностью прекратились.

Посёлок Уса (Usa settlement)

Особенно интенсивно процесс пучения у посёлка Уса происходил после 6,5–6,0 тыс. лет назад. Палза поднялись над поверхностью на 2–3 м. Некоторые из сформировавшихся тогда бугров к настоящему времени стали разрушаться. Однако активный процесс пучения возобновился вновь 3,7–2,1 тыс. лет назад и продолжается до настоящего времени. При этом поднятие поверхности более молодых бугров составило 0,35–1,60 м (рис. 3А).

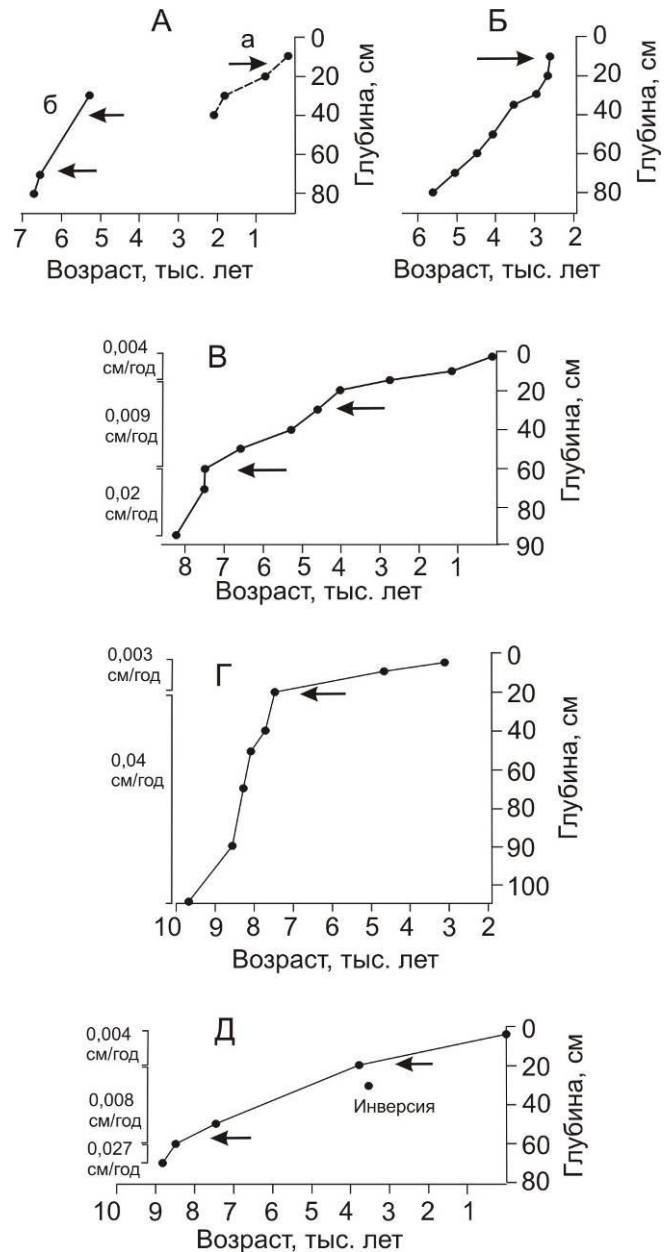


Рис. 3. Предполагаемые моменты пучения (показаны стрелками) и скорость торфонакопления в буграх пучения в Большеземельской тундре: А - пос. Уса, Б - пос. Абезь, В - пос. Никита, Г - пос. Елецкий, Д - пос. Хановей

Посёлок Абезь (Abez settlement)

Бугор пучения у посёлка Абезь начал формироваться около 2,7 тыс. лет назад, что зафиксировано переходом к слаборазложившемуся, т.е. быстро промерзшему, переходному торфу – моховому и мохово-травяному с остатками шейхцерии, злаков и сабельника (рис. 3Б).

Посёлок Никита (Nikita settlement)

Бугор пучения высотой 4,7 м у посёлка Никита начал формироваться около 7,5 тыс. лет назад, судя по смене низинного болотного торфа торфом с высоким содержанием остатков деревьев (что, возможно, указывает на частичное осушение участка, рис. 3В). Судя по интенсивности накопления торфа, пучение продолжалось длительное время. Переходная фаза завершилась около 2,7 тыс. лет назад. На глубине 0,25–0,35 м отмечены остатки вахты (*Menyanthes*

trifoliata), осок (*Carex chordorrhiza*, *C. diandra*), хвоща (*Equisetum*). Это, видимо, может служить свидетельством частичного протаивания и проседания бугра, которое произошло около 4,5 тыс. лет назад. Впоследствии он вновь восстановился и вырос до современных размеров. Бугор высотой 3,5 м начал формироваться около 6,7 тыс. лет назад, что фиксируется сменой черного древесно-хвощового придонного торфа (в основании слоя) торфом с древесиной и остатками крупных кустарников.

Возможно, что примерно 5 тыс. лет назад произошло частичное протаивание бугра, судя по остаткам хвощей в торфе на глубине 0,2–0,3 м. Затем бугор вновь восстановился (не ранее 3,6 тыс. лет назад). Небольшой бугор пучения высотой 0,7 м, сложенный торфом, накапливавшимся в условиях повышенной обводненности участка, начал расти около 2,3 тыс. лет назад, что было определено по смене осокового низинного торфа осоково-гипновым с участием вахты и злаков. Он был весьма неустойчив: по-видимому, неоднократно протаивал и проседал (и тогда на его месте, вероятнее всего, оставалось лишь невысокое возвышение или кочка), а затем вновь промерзал и вспучивался. Но позже чем 1,5–1,4 тыс. лет назад это пульсирующее состояние преобразовалось в более стабильное.

Посёлок Елецкий (Elezkiy settlement)

В разрезе пальза высотой 4 м у посёлка Елецкая начало пучения и завершение субаквальной фазы развития бугра было выделено на глубине 0,3 м и датировано возрастом 4,8 тыс. лет. Последующая субазральная фаза длилась около 5 тыс. лет.

Формирование бугра пучения высотой 3,5 м, вероятно, произошло 7,5 тыс. лет назад. Скорость накопления торфа субаквальной фазы составила 0,27 м/тыс. лет (рис. 3Г). В течение последующей субазральной фазы скорость накопления торфа составила 0,08 м/тыс. лет. На вершине пальза также отмечен осоковый торф низинного типа, что может быть свидетельством частичного протаивания бугра 4,7–3,1 тыс. лет назад.

Можно предполагать, что особенно интенсивно процесс пучения вблизи посёлка Елецкая происходил около 7,7 тыс. лет назад, когда бугры вспучились на 3,0–3,4 м.

Посёлок Хановой (Hanovey settlement)

Датирование торфа из пальза у посёлка Хановой показало длительный перерыв в торфонакоплении или резкое замедление торфообразовательного процесса 7,5–3,5 тыс. лет назад, что указывает на промерзание массива и образование сравнительно небольшого бугра пучения. Торфонакопление возобновилось здесь ненадолго около 3,5 тыс. лет назад. Поскольку для вершины бугра была получена современная дата (рост торфа продолжался до настоящего времени), очевидно, что бугор поднялся над поверхностью недавно (рис. 3Д).

Распределение радиоуглеродных датировок (более древних в осевой части бугра и более молодых на склоне) продемонстрировало два важнейших момента. Во-первых, этот бугор является именно бугром пучения, а не остаточной формой, возникшей

в результате эрозии первоначально плоского торфяника (как считали не только сторонники гипотезы эрозионного происхождения бугров на этой территории, но и те исследователи, которые в принципе признавали пучение в качестве основного механизма формирования выпуклобугристых форм, но полагали, что в Большеземельской тундре это проявляется в более южных районах, а бугристые формы рельефа на севере, вблизи Воркуты, в условиях более низких температур грунта, они относили к остаточным крупноблочным формам, образовавшимся в результате эрозии по морозобойным трещинам). Во-вторых, здесь очень явно зафиксированы как первоначальный момент пучения 7,5 тыс. лет назад, когда сформировался небольшой бугор диаметром в первые метры и высотой, возможно, не более 1,0–1,5 м, так и вторичный момент дополнительного пучения примерно 3,5–2,8 тыс. лет назад, когда из первично небольшого бугра образовался пальза высотой более 3 м и диаметром более 45 м, охвативший окружающее его ранее обводненное понижение, в котором еще 2,8 тыс. лет назад шло накопление торфа, приостановившееся после пучения.

Долина реки Уса (Usa river valley)

Бугристые торфяники в долине реки Уса развивались в несколько этапов. Бугры высотой 3,5–5,0 м сформировались 7–6 тыс. лет назад. Высота, на которую поднялась в то время поверхность торфяников, составила 2,25–4,00 м.

Бугры меньших размеров образовались 3,5–2,0 тыс. лет назад. Высота, на которую вспучилась поверхность бугров, составила 0,35 м.

Выводы

1. Выпуклые миграционные бугры пучения на торфяниках (пальза) встречаются на Европейском Севере, как в районах сплошного распространения многолетнемёрзлых пород, так и в южных районах криолитозоны, где многолетнемёрзлые породы распространены прерывисто или спорадически.

2. Южный предел распространения пальза на Европейском Севере совпадает с южной границей распространения многолетнемёрзлых грунтов: на Кольском п-ове это примерно 67°50' с.ш., в Большеземельской тундре – южнее 66°20' с.ш. Северный предел распространения достигает 68°10' с.ш. в Ненецком автономном округе и 67°30'–68°00' с.ш. в Большеземельской тундре и заходит далеко в зону низкотемпературных многолетнемёрзлых пород со сплошным распространением.

3. В оптимум голоцена даже в пределах южной части криолитозоны многолетнемёрзлые породы не всегда деградировали, а напротив, могли начать формироваться новые бугры пучения. Это происходило из-за интенсивного накопления торфа вследствие высоких летних температур и сохранения, а местами и ужесточения, суровости зим в период оптимума голоцена.

4. Некоторые бугры развиваются циклически: поверхностная термокарстовая переработка ранее

сформировавшихся бугров приводит к абразии и проседанию части из них, а последующий дренаж массива завершается формированием новых бугров.

Благодарности

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты 10-05-00986 и 11-05-01141) и Федерального агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337).

Литература

- Бобов, Н.Г. 1960. Современное образование многолетнемёрзлых бугров пучения на Лено-Вилюйском междуречье. Известия АН СССР. Сер. Географическая. № 5: 64–68. (на русском языке)
- Васильчук, Ю.К. 1983. Об особенностях формирования бугров пучения на севере Западной Сибири в голоцене. Природные условия Западной Сибири: 88–103. (на русском языке)
- Горбунов, А.П. 1967. Вечная мерзлота Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 166 с. (на русском языке)
- Евсеев, В.П. 1976. Закономерности распределения миграционных бугров пучения в Европейской части СССР и Западной Сибири. Проблемы криолитологии. № 5: 95–159. (на русском языке)
- Åkerman, H.J. 1982. Observations of palsas within the continuous permafrost zone in eastern Siberia and in Svalbard. Geografisk Tidsskrift. № 82: 45–51
- Salonen, J.S., Seppä, H., Valiranta, M., Jones, V.J., Self, A., Heikkilä, M., Seija Kultti, S., Yang, H. 2011. The Holocene thermal maximum and late-Holocene cooling in the tundra of NE European Russia // Quaternary Research. V. 75. Iss. 4: 100–111
- Seppälä, M. 2011. Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics. Quaternary Research. V. 75: 366–370
- Väiliranta, M., Kaakinen, A., Kuhry, P., Kultti, S., Salonen, J. S., Seppä, H. 2010. Scattered late-glacial and early Holocene tree populations as dispersal nuclei for forest development in north-eastern European Russia. Journal of Biogeography. V. 38. Iss. 5: 922–932
- Vasil'chuk, Yu.K. 1983. About formation specific of palsas in the northern Western Siberia during Holocene. Natural conditions of Western Siberia. A.I.Popov and V.T.Trofimov (Eds.). Moscow University publ.: 88–103. (In Russian).
- Vasil'chuk, Yu.K. and Lakhtina, O.V. 1986. Palsas development in north of Western Siberia during Holocene. Permafrost ground formation and forecast of cryogene processes. T.N.Kaplina (Ed). Moscow. Publ. House Nauka: 123–128. (In Russian).
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. 1998. The ^{14}C age of palsas in Northern Eurasia. Radiocarbon. V. 40. № 2: 895–904
- Vasil'chuk, Y.K., Vasil'chuk, A.C., Sulerzhitsky, L.D. et al. 2003. Radiocarbon Chronology of palsa in the Bol'shaya Zemlya Tundra. Doklady Earth Sciences. Vol.393, No.8: 1160–1164
- Vasil'chuk, Y., Vasil'chuk, A., Budantseva, N., Chizhova, J. 2008. Palsa of frozen peat mires / Ed.: Member of the Russian Academy of natural Science, Pr. Y.K.vasil'chuk. – Moscow University Press, 571 p. (in Russian)
- Washburn, A.L. 1983. Palsas and continuous permafrost / Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, United States, July 17–22, 1983 // Edited by Pewe T.L., Brown J. Fairbanks, Washington, D.C.: National Academy Press: 1372–1377

Влияние температуры на равновесное содержание поровой воды в гидратосодержащих породах

Е.М. Чувилин

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

В.А. Истомин

ВНИИГАЗ, пос. Развилка, Московская обл., Россия

Реферат

Анализ состава пород, насыщенных газовыми гидратами, показывает, что не вся поровая вода переходит в гидратную фазу. Минимально-возможное количество воды в породе при равновесии с газовым гидратом при заданных термобарических условиях назовем неклатратной водой, по аналогии с незамерзшей водой в мерзлых породах. Разработана экспериментальная методика определения неклатратной воды в грунтах. На основе предложенной методики были получены экспериментальные данные по содержанию неклатратной воды в различных условиях. Эти данные позволили получить зависимости содержания неклатратной воды от давления, температуры, типа дисперсных пород и газа гидратообразователя (метан и диоксид углерода). В отличие от незамерзшей воды, количество неклатратной воды сильно зависит не только от температуры, но и от давления газа-гидратообразователя. В связи с этим представлены сравнительные характеристики неклатратной воды и незамерзшей воды.

Ключевые слова: газовые гидраты, фазовое равновесие газ – поровая вода – гидрат, незамерзшая вода, неклатратная вода, порода, лед.

Введение

Экспериментальные исследования и анализ фазового состава гидратонасыщенных пород (Chuvilin et al., 2005) показали, что поровая вода в породах не полностью переходит в гидратную фазу при заданных температуре и давлении вследствие термодинамических (фазовый переход поровая вода – гидрат происходит в спектре температур) и кинетических (отсутствие газопроводного контакта при образовании порового гидрата) факторов.

Таким образом, остаточную поровую воду в дисперсных породах можно подразделить на два типа:

i) поровая вода, которая не может перейти в гидратную фазу при заданных температуре и давлении (равновесная часть жидкой воды в поровом пространстве) и

ii) поровая вода, которая с термодинамической точки зрения может перейти в гидратную фазу, но этот процесс не завершён по кинетическим причинам.

Равновесная с объемной фазой гидрата часть поровой воды в породах при заданных давлении и температуре названа нами «неклатратной водой» по аналогии с «незамерзшей водой» в мерзлых породах (Chuvilin et al. 2008, 2011).

Неклатратная вода (как и незамерзшая вода) влияет на физические и механические свойства пород. В связи с этим актуальна разработка экспериментальных методов определения количества неклатратной воды в образцах пород.

Методика определения содержания неклатратной воды в горных породах

Методика определения неклатратной воды основана на измерении равновесного содержания влаги в сухой пластинке грунта, помещенной в тесный контакт с пластинками льда в изотермических условиях под

давлением газа-гидратообразователя (Chuvilin et al., 2008, Патент- RU 2391650 C1)

Предложенная методика близка к контактному методу определения содержания незамерзшей воды в геокриологии.

Особенностью методики определения неклатратной воды состоит в том, что в опыте используется именно пластинка льда, а не гидрата, поскольку под давлением газа-гидратообразователя пластинка льда покрывается пленкой газового гидрата и, таким образом, в эксперименте реализуется трехфазное равновесие поровая вода – газ – объемная фаза газового гидрата (Chuvilin et al. 2011).

Разработанная методика включает в себя подготовку пластинок грунта и льда для проведения эксперимента и обработку экспериментальных данных. В экспериментах использовались модельные грунты с хорошо известными свойствами: каолинистая глина и песчано-глинистые смеси, состоящие из кварцевого песка с частицами каолининовой и монтмориллонитовой глин (Таблицы 1 и 2).

Таблица 1. гранулометрический состав грунтов.

Тип грунта	Содержание частиц в каждой фракции/%		
	1-0.05 мм	0.05-0.001 мм	<0.001 мм
Кварцевый песок	94.8	3.1	2.1
Каолинистая глина	4.5	70.9	24.6
Монтмориллонитовая глина	0.3	46.2	53.5

Большинство экспериментов были проведены на образцах каолинистой глины. Для приготовления песчано-глинистых смесей к кварцевому песку добавлялось 14, 25 и 40% глинистых частиц.

Таблица 2. Минеральный состав и некоторые свойства грунтов.

Тип грунта	Минеральный состав	ρ_s г/см ³	S/%
Кварцевый песок	Кварц >90%	2.65	0.012
Каолинистая глина	Каолинит 92% Кварц 6% Мусковит 2%	2.66	0.043
Монтмориллоновая глина	Монтмориллонит 93.4% Андезит 2.9% Биотит 2.9% Кальцит 0.8%	2.45	1.988

Воздушно-сухие грунтовые пластины и пластины льда выдерживались в холодном помещении при температуре от -8 до -10°C . Каждая пластина сухого грунта помещалась между двумя пластинами льда (в контакте). Таким образом, приготавливались слоистые кассеты.

Подготовленная кассета, состоящая из пластин грунта и льда, помещалась в специальную барокамеру, охлажденную до температуры эксперимента. В барокамеру, заполненную кассетами, при отрицательной температуре (от -8°C до -10°C) подавался холодный гидратообразующий газ (метан или CO_2) до требуемого условиями эксперимента давления. Предварительно в барокамере создавался вакуум. Начальное давление метана задавалось от 0,1 до 8,7 МПа, а для CO_2 – от 0,1 до 2,5 МПа. Барокамера с кассетами помещалась в холодильную камеру с постоянной отрицательной температурой. Система термостатирования, использованная в экспериментах, позволяла поддерживать постоянную отрицательную температуру в барокамере с точностью $\pm 0.2^\circ\text{C}$. Определение неклатратной воды в различных модельных грунтах и оценка влияния газового давления на содержания неклатратной воды были проведены при температуре -7.5°C .

Во время эксперимента температура и давление в барокамере поддерживались постоянными. Как правило, в начале эксперимента давление несколько понижалось из-за процесса гидратообразования на поверхности пластинок льда (пластинки льда покрывались слоем гидрата и дальнейшее его образование из льда практически прекращалось).

При установлении равновесия давление в барокамере снижалось до атмосферного, и барокамера открывалась в холодильной камере. Пластины грунта и льда (покрытые газогидратом под давлением газогидратообразователя) отделялись друг от друга. Равновесное содержание воды в образце находилось взвешиванием с точностью 0,001 г. Эксперимент повторялся два-три раза. Специальными методическими экспериментами выявлено, что время установления равновесия во всех пробах грунтов вне зависимости от их состава и условий эксперимента не превышает 14 суток (Chuvilin et al. 2008). Таким образом, во всех экспериментах достигалось термодинамического равновесия, т.е. определялось содержание неклатратной воды в гидратосодержащей среде. Определение влияния температуры на

изменение содержания неклатратной воды в модельных грунтах проводилось при фиксированном давлении 4,1-4,3 МПа для CH_4 -насыщенных и 1,60-1,65 МПа для CO_2 -насыщенных образцов.

Влияние температуры исследовалось в CH_4 - и CO_2 -насыщенных образцах в интервале температур от -13 до $+4^\circ\text{C}$. Оказалось, что разработанный метод можно распространить на область положительных температур. С этой целью мы использовали льдонасыщенные пластинки кварцевого песка. Подготовленные кассеты, состоящие из пластин воздушно сухого грунта и мерзлого песка помещались в барокамеру и выдерживались первоначально под давлением гидратообразующего газа течение 5 дней при постоянной отрицательной температуре (-6°C ... -8°C). Затем, после перехода в песчаных пластинах части порового льда в газогидрат, проводилось ступенчатое (по $2\ldots 3^\circ\text{C}$) повышение температуры с интервалом 1-2 суток до 0°C . Наконец, устанавливалась заданная положительная температура эксперимента, и барокамера с кассетами выдерживалась при этой температуре в течение 7-10 дней до достижения равновесия с гидратом влажности в грунтовых пластинах (время зависит от термобарических условий и типа грунта). По достижении равновесия, барокамера достаточно быстро охлаждалась до отрицательной температуры ($-6\ldots -8^\circ\text{C}$), давление в барокамере снижалось до атмосферного, образцы извлекались и для них определяется весовая влажность, которая соответствовала содержанию неклатратной воды при заданной положительной температуре.

Таким образом, предложенный метод позволяет определять равновесную влажность (содержание неклатратной воды) в грунтах различного состава в широком диапазоне давлений и температур (включая и область положительных температур).

Результаты экспериментов и обсуждение

На основе разработанной методики была проведена серия экспериментов по количественной оценке неклатратной воды в условиях трехфазного равновесия (газ – жидкая вода – объемный гидрат CH_4 или CO_2) в модельных грунтах.

Влияние температуры

При фиксированном давлении газогидратообразователя содержание неклатратной воды существенно зависит от температуры. С увеличением температуры содержание неклатратной воды увеличивается по аналогии с поведением незамерзшей воды. На рисунке 1 показано изменение содержания неклатратной воды в метанонасыщенной каолинистой глине при фиксированном давлении $\sim 4,2$ МПа (± 0.1 МПа).

Как показывают полученные результаты, увеличение температуры от $-10,6$ до $+4^\circ\text{C}$ приводит к увеличению содержания неклатратной воды в 2,5 раза. Важно отметить, что по сравнению с незамерзшей водой, содержание неклатратной воды в породах ниже.

Эта разница увеличивается с увеличением температуры. Так, при температуре -10°C содержание

неклатратной воды в 2 раза меньше, чем незамерзшей, а при -3°C – более чем в 3 раза.

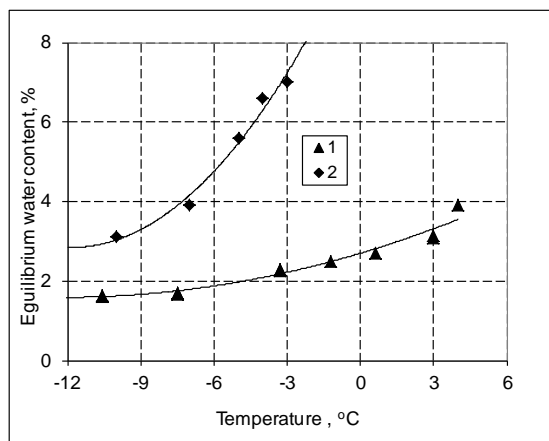


Рис. 1. Влияние температуры на равновесное содержание поровой воды в каолиновой глине. 1- содержание неклатратной воды под давлением метана ($P = 4.1 - 4.3$ МПа); 2- содержание незамерзшей воды при атмосферном давлении

Зависимость содержания неклатратной воды от температуры для CO_2 -насыщенных грунтов при фиксированном газовом давлении (1,6 МПа, рис.2).

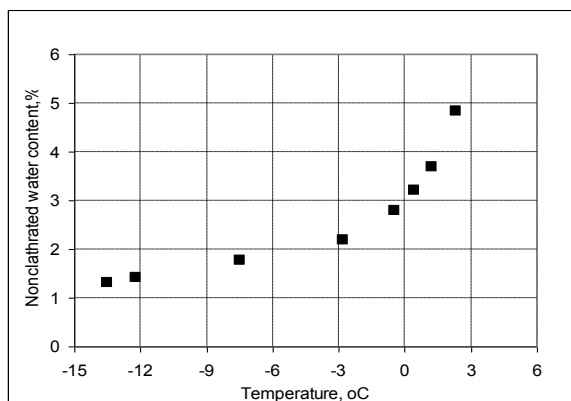


Рис. 2. Влияние температуры на содержание неклатратной воды в каолиновой глине под давлением CO_2 ($P = 1.6$ МПа)

Эти данные показывают, что содержание неклатратной воды в гидратосодержащих породах резко увеличивается при температуре выше 0°C и при достижении равновесной температуры.

Влияние газового давления

На рисунке 3 представлены результаты определения содержания неклатратной воды в каолиновой глине, насыщенной метаном при давлении от 0,1 до 8,7 МПа и CO_2 – при давлении от 0,1 до 2,5 МПа и температуре -7.5°C . Как показывают экспериментальные данные, содержание неклатратной воды в каолиновой глине снижается с увеличением давления. В интервале давлений от 2 до 4 МПа это уменьшение значительно, почти в два раза. С увеличением давления от 4,3 до 8,7 МПа, содержание неклатратной воды уменьшается только на 0,35%. А при давлении выше 6 МПа уменьшение составляет менее 0,1% (рис.3). Была получена степенная зависимость содержания неклатратной воды от давления газа-гидратообразователя (метана) в каолиновой глине

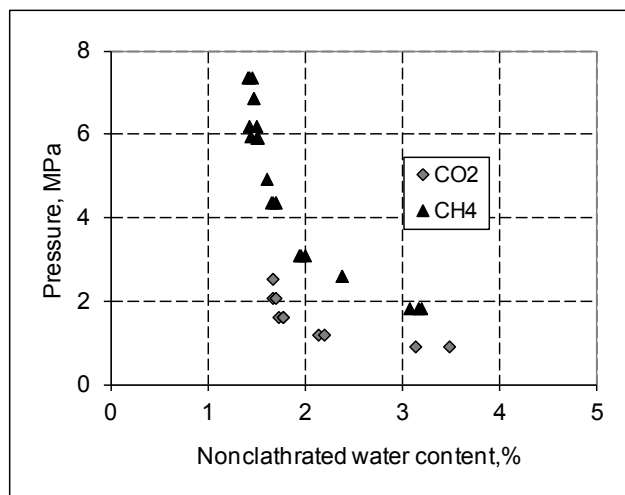


Рис. 3. Изменение содержания неклатратной воды в зависимости от газового давления CO_2 и CH_4 в каолиновой глине при -7.5°C

Зависимость содержания неклатратной воды от давления в CO_2 -насыщенных породах аналогична метанонасыщенным породам, но в количественном отношении они сильно различаются. Это связано с различием в термобарических условиях образования гидратов CH_4 и CO_2 (рис.3). Как видно из полученных экспериментальных данных, содержание неклатратной воды в CO_2 -насыщенной каолиновой глине снижается с увеличением давления. В интервале давлений от 0,9 до 1,6 МПа это снижение резкое, практически в два раза. Затем, при увеличении давления от 1,6 до 2,5 МПа, уменьшения равновесного содержания воды становится незначительным. При давлении выше 1,6 МПа это уменьшение становится не более 0,1%.

Влияние типа грунта

Кроме давления и температуры на содержание неклатратной воды оказывает большое влияние дисперсность, минеральный состав и засоленность пород.

Эксперименты по оценке неклатратной воды в песчано-глинистых смесях показывает, что в зависимости от минерального состава глинистых частиц содержание неклатратной воды может различаться во много раз (Рис. 4).

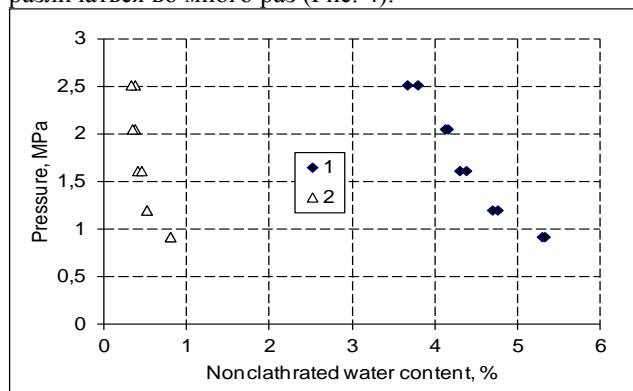


Рис. 4. Изменение содержания неклатратной воды в зависимости от давления CO_2 в модельных грунтах при -7.5°C . 1- песок с 25% частиц монтмориллонитовой глины и 2- песок с 25% частиц каолиновой глины

Так, в кварцевом песке с 25% каолинистых частиц при давлении CO_2 равном 1,6 МПа, равновесное содержание жидкой фазы составляло около 0,4%. При таких же условиях в песке с 25% монтмориллонитовых частиц оно было до 4,4%. Значительное различие в содержании неклатратной воды может быть объяснена энергетическими характеристиками глинистых добавок, главным образом удельной активной поверхностью, которая определяет количество связанной воды. Из данных по адсорбции азота, удельная активная поверхность каолинистой глины составляет $12 \text{ м}^2/\text{г}$, а значение внешней удельной активной поверхности монтмориллонитовой глины составляет $70 \text{ м}^2/\text{г}$.

На рисунке 5 представлено изменение содержания неклатратной воды в песчаных образцах при увеличении содержания каолинистых и монтмориллонитовых частиц при фиксированном давлении ($P=4,1-4,4 \text{ МПа}$) и температуре $-7,5^\circ\text{C}$.

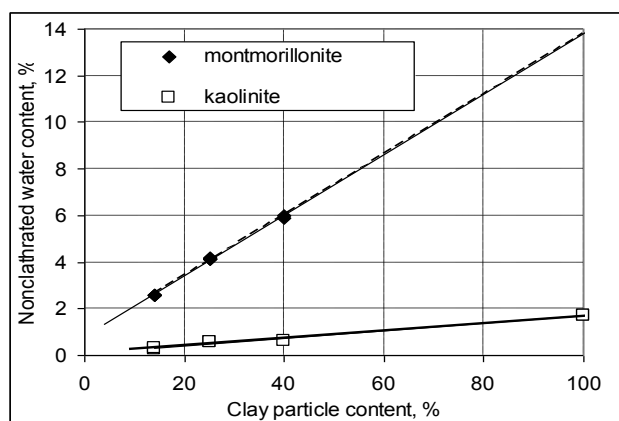


Рис. 5. Влияние глинистых минералов на содержание неклатратной воды в метанонасыщенных грунтовых образцах ($P = 4.1 - 4.3 \text{ МПа}$, $T = -7.5^\circ\text{C}$)

Эксперименты показали, что содержание неклатратной воды в грунтовых образцах линейно увеличивается с увеличением количества глинистых частиц. Содержание неклатратной воды увеличивается интенсивнее в образцах с монтмориллонитовой глиной. Содержание неклатратной воды в монтмориллонитовой глине ~ 14%.

С повышением засоленности пород содержание неклатратной воды закономерно увеличивается. Так для каолинистой глины при фиксированных значениях температуры и давлении было получено, что при повышении содержания NaCl от 0,04 до 0,4% содержание неклатратной воды увеличивалось на 50 и более %. (Chuvilin et al., 2011).

Выводы

На основе разработанной экспериментальной методики проведены исследования равновесного содержания воды в породах при реализации трехфазного равновесия «поровая вода–газ–объемный

гидрат». Эта вода названа неклатратной по аналогии с незамерзшей водой в мерзлых породах.

Содержание неклатратной воды зависит от температуры, давления, типа дисперсной породы и газа-гидратообразователя. При фиксированном давлении содержание неклатратной воды в грунтах, как и незамерзшей воды, закономерно уменьшается с понижением температуры. Однако в количественном отношении зависимости значительно различаются, причем различие увеличивается с повышением температуры. Содержание незамерзшей воды в грунтах выше, чем неклатратной. С увеличением содержания глинистых частиц в грунте, особенно монтмориллонитового состава, количество неклатратной воды, как и незамерзшей воды, закономерно увеличиваются.

Давление оказывает существенно большее влияние на содержание неклатратной воды, чем на незамерзшую воду. Содержание неклатратной воды в гидратонасыщенных грунтах с повышением давления снижается, тогда как на содержание незамерзшей воды давление влияет противоположным образом. При повышении давления газа-гидратообразователя неклатратная вода, как бы «выдавливается в гидрат». При этом большое влияние на содержание неклатратной воды оказывает состав газовой фазы. В отличие от незамерзшей воды неклатратная вода может определяться не только при отрицательных температурах, но и при температурах выше 0°C .

Благодарности

Исследование было выполнено при частичной финансовой поддержке Московского Исследовательского Центра Шлюмберже.

Литература

- Chuvilin E.M., Kozlova E. V., Skolotneva T.S. 2005. Experimental simulation of frozen hydrate-containing sediments formation. Proceedings of the Fifth International Conference on Gas Hydrate. Thermodynamic Aspects. V.5. Trondheim, Norway. p. 1540-1547.
- Chuvilin, E., Guryeva, O., Istomin, V. & Safonov, S. 2008. Experimental method for determination of the residual equilibrium water content in hydrate-saturated natural sediments. Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008), Vancouver, British Columbia, CANADA, July 6-10, 2008.
- Chuvilin, E.M., Istomin, V.A. & Safonov S.S. 2011. Residual nonclathrated water in sediments in equilibrium with gas hydrate. Comparison with unfrozen water. Cold Regions Science and Technology. 68: 68-73.
- Патент- RU 2391650 C1. Метод определения содержания поровой воды в равновесии с газовым гидратом в дисперсной среде (Чувиллин Е.М., Истомин В.А., Сафонов С.С.). Опубликовано. 10.06.2010, Бюл. № 16.

Состояние воды в виде пространственно упорядоченных капель вблизи границы пар-вода

А.В. Шавлов, В.А. Джуманджи, С.Н. Романюк
Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

Представлены результаты лабораторных измерений геометрических и электрических параметров пространственно упорядоченных капельных структур вблизи поверхности подогретой воды. Рассмотрена возможность образования подобных структур в атмосферных облаках и туманах. Оценено влияние капельного упорядочения на сдвиговую вязкость облаков

Ключевые Слова: Вода; заряд; капля; облако; сдвиговая вязкость.

Введение

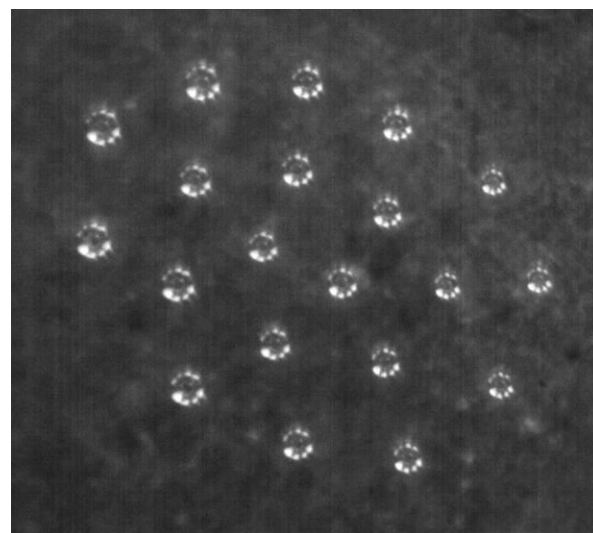
В недавней работе (Shavlov & Dzhumandzhi 2010) было высказано предположение о том, что заряженные капли воды и кристаллы льда, содержащиеся в облаках и туманах, могут образовывать пространственно упорядоченные структуры и влиять на физико-механические свойства атмосферы, в частности, на скорость теплопереноса в ней и, как следствие, на динамику накопления (расхода) холода в криосфере Земли. Основанием для такого предположения явилось лабораторное наблюдение образования капельного кластера – однослойной пространственно упорядоченной структуры вблизи поверхности подогретой воды (Федорец 2004). Для выяснения реальной роли подобных образований в атмосфере необходимы их всесторонние лабораторные исследования. Лабораторные исследования физических свойств капельного кластера (геометрических характеристик, электрического заряда капель, вязкости кластера) и оценка распространенности упорядоченных капельных структур в атмосфере явились целью настоящей работы.

Результаты исследований

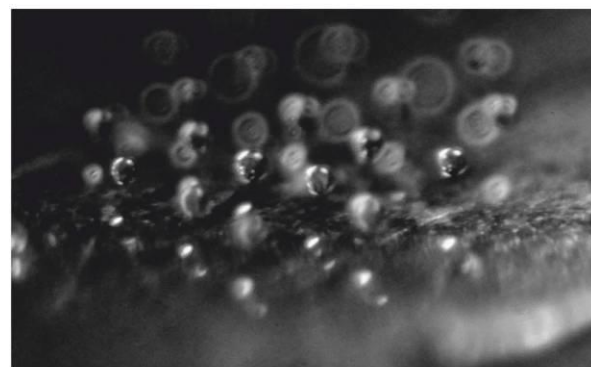
Для получения капельного кластера использовали методику точечного подогрева тонкого слоя воды (Федорец 2004). Капельный кластер регистрировали с помощью цифровой видеокамеры. Геометрические характеристики капель определяли по количеству пикселей на видеоизображении. Погрешность составила $\pm 0,5 \text{ пикс} = \pm 2 \text{ мкм}$. Температуру поверхности воды определяли с погрешностью $\pm 1/-10^\circ\text{C}$.

На рис.1 представлен типичный вид кластера. Капли пространственно упорядочены по типу плоской гексагональной решетки. Округлая форма кластера свидетельствует о наличии у него поверхностного натяжения. На рис.2 приведены зависимости межкапельного расстояния L , диаметра D , высоты левитации H капель над поверхностью воды при различных температурах T . (Высоту H определяли как половину видимого расстояния между центрами капли и ее зеркального изображения в воде при угле

зрения, близком к касательному к поверхности воды). Из рис.2 следует, что все размеры капель увеличиваются с ростом температуры. При этом были установлены следующие эмпирические закономерности между L , D , H : $D \approx 1,26H$; $L \approx 4,8H$.



0.5 mm



0.5 mm

Рис.1. Фотография капельного кластера под углами зрения 90° и 30° при температуре 90°C

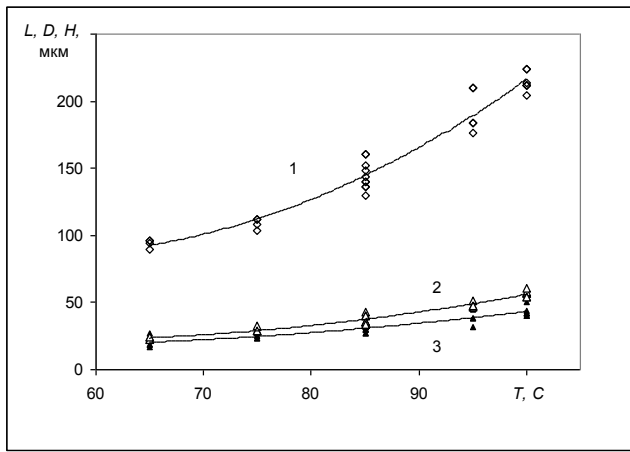


Рис.2. Температурные зависимости межкапельного расстояния L (1), диаметра D (2) и высоты левитации каплей H (3)

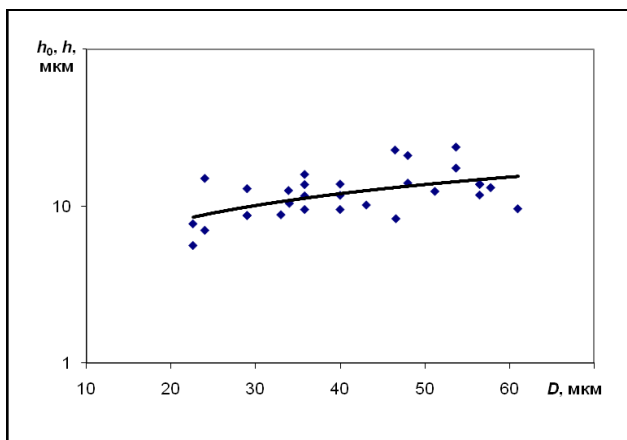


Рис.3. Величина зазора между каплями и поверхностью воды в зависимости от диаметра капли. Сплошная кривая (h_0) – расчет из условия стоко-гравитационного равновесия, маркеры (h) – результаты опытов

С помощью расчета теоретической величины зазора h_0 между каплями и поверхностью воды и сравнения ее с опытным значением величины зазора h (рис.3) было установлено, что механизмом левитации каплей над нагретой поверхностью воды является стоковский механизм. В соответствии с данным механизмом сила тяжести капли полностью уравнивается силой, действующей на каплю со стороны потока пара, поднимающегося с поверхности воды:

$$M \cdot g = 3 \cdot \pi \cdot \eta \cdot v \cdot D \cdot \left(1 + \frac{D}{2 \cdot h_0}\right),$$

где M – масса капли, g – ускорение свободного падения, η – вязкость пара, v – скорость пара.

Во внешнем электрическом поле капли кластера вели себя как положительно заряженные частицы: при положительном потенциале на электроде, расположенном выше кластера (поверхность воды служила другим электродом), высота левитации каплей уменьшалась, а при отрицательном потенциале на верхнем электроде высота левитации увеличивалась. По относительному изменению величины зазора $\Delta h/h$ между каплями и поверхностью

воды при включении внешнего электрического поля E , в соответствии с формулой

$$z = \frac{\Delta h}{h} \frac{Mg}{eE},$$

был вычислен электрический заряд каплей z в единицах элементарного заряда e . Заряд составил $z=1,7 \cdot 10^3$ при температуре воды 95°C . При понижении температуры заряд уменьшался пропорционально квадрату диаметра капли или пропорционально площади ее поверхности. При этом, заряд каплей оказался независимым от изменения интенсивности испарения (конденсации) при изменении температуры.

Среди возможных механизмов межкапельного взаимодействия, ответственных за пространственное упорядочение каплей, наиболее подходящим оказался механизм, основанный на высокочастотной корреляции объемного заряда в межкапельной плазме (Shavlov & Dzhumandzhi 2010). Согласно данному механизму, капли должны позиционироваться на расстоянии двух радиусов Дебая друг от друга. Для капельного кластера это правило хорошо выполняется. Действительно, теоретическое значение межкапельного расстояния определяется формулой

$$L = 2 \cdot \left(\frac{D}{2} + H\right) + 2 \cdot L_D.$$

В ней учтен радиус капли $D/2$ и толщина плазменной оболочки капли, равная H ; L_D – радиус Дебая в паре.

$$L_D = \sqrt{\frac{\varepsilon_0 \cdot k \cdot T}{e^2 \cdot n}}.$$

После подстановки в формулу теоретического значения концентрации n ,

$$n = \frac{2kT\varepsilon_0}{e^2 H^2},$$

и эмпирического соотношения $D \approx 1,26 \cdot H$ получаем $L = 4,7 \cdot H$. А из опыта следовала зависимость (смотри выше) $L = 4,8 \cdot H$, в которой численный коэффициент отличается от коэффициента в теоретической зависимости всего на несколько процентов.

Для измерения коэффициента вязкости капельного кластера в нем возбуждали вязкое течение. Для этого ось симметрии кюветы с подогреваемой водой немного отклоняли от вертикального положения. В кластере (рис.4) устанавливалось течение с максимальной относительной скоростью в наружном капельном слое. С ростом номера капельного слоя вглубь кластера скорость течения быстро уменьшалась до нуля. Коэффициент вязкости η (рис.5) рассчитывали на основе уравнения Навье-Стокса для плоского одномерного стационарного течения несжимаемой жидкости под действием сдвигового напряжения, приложенного к наружному слою,

$$\frac{d}{dx} \left(\eta \frac{dV}{dx} \right) = -\sigma_0 \delta(x - x_1),$$

интегрирование которого дает выражение

$$\eta \frac{dV}{dx} = \sigma_0,$$

показывающее, что вязкость обратнопропорциональна градиенту скорости сдвига, где σ_0 – сдвиговое напряжение, V – скорость сдвига, $\delta(x-x_1)$ – дельта-функция. Из рис.5 следует, что сдвиговая вязкость слоев капельного кластера возрастает с увеличением номера слоя. Уже в четвертом слое значение коэффициента вязкости примерно в десять раз превышает вязкость воздуха η_0 , окружающего кластер. Коэффициент вязкости η зависит от относительной скорости перемещения слоев, что характерно для неньютоновской жидкости.

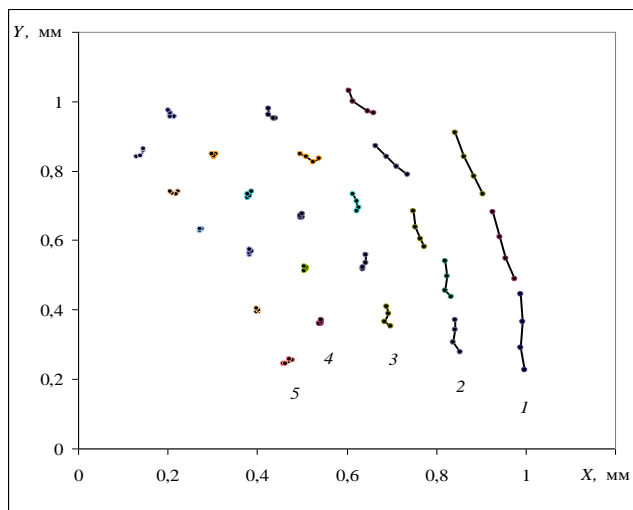


Рис.4. Координаты X , Y капель в моменты времени 0, 0.5, 0.8, 1.3 с соединены сплошными линиями и образуют траектории движения. Слои пронумерованы от 1 до 5

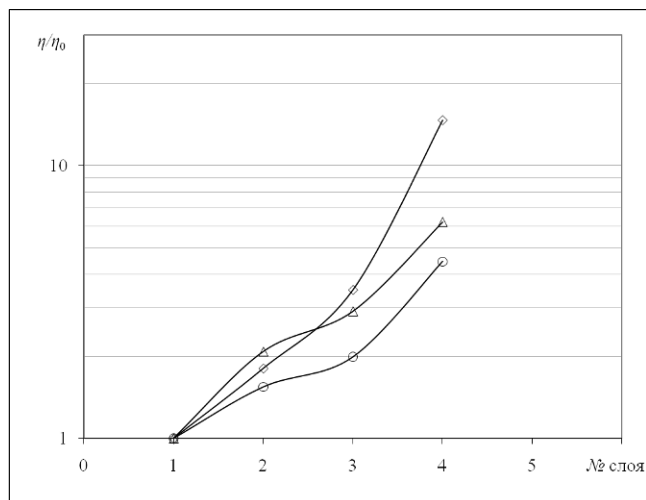


Рис.5. Коэффициент сдвиговой вязкости η в различных слоях кластера при температуре 90°C. η_0 – вязкость воздуха

Достигнутые результаты исследования капельных кластеров были применены для оценки распространенности подобных структур (не только двумерных, но и трехмерных) в атмосферных облаках и туманах. С этой целью значение облачной концентрации капель, взятое из справочной литературы, было сравнено с рассчитанным значением концентрации для идеальной упорядоченной капельной структуры, в которой капли позиционируются на расстоянии двух радиусов Дебая

друг от друга. При характерной для облака электропроводности $\lambda_0=10^{-11}$ Ом $^{-1}$ м $^{-1}$ и подвижности легких носителей $\mu=10^{-4}$ м 2 В $^{-1}$ с $^{-1}$ радиус Дебая составляет $L_D \approx 10^{-3}$ м. Тогда концентрация должна быть равна $N=(2L_D)^{-3} \approx 10^8$ м $^{-3}$. В реальных облаках средняя концентрация капель равна близкой величине $N=3 \cdot 10^8$ м $^{-3}$, в туманах – $N=(1 \div 6) \cdot 10^8$ м $^{-3}$. Таким образом, капли в облаках и туманах, действительно могут быть пространственно упорядочены.

Была оценена вязкость облака при гипотетическом наличии в нем капельного упорядочения. Для этого была использована формула Френкеля, адаптированная для описания вязкости капельного кластера,

$$\eta = \hbar \cdot N \cdot \exp\left(\frac{\Delta}{kT}\right) \approx \hbar \cdot N \cdot \exp(0.04 \cdot z^2),$$

где \hbar – постоянная Планка, N – концентрация капель, Δ – энергия активации вязкости. При заряде капель $z > 10^3$, вязкость становится сравнимой с вязкостью воздуха или может превышать ее.

Увеличение вязкости облака, в свою очередь, может приводить к уменьшению величины конвективной теплопроводности и конвективного массопереноса. Так, число Рэлея

$$\mathfrak{R} = \frac{g \cdot \beta \cdot A \cdot d^3}{\chi \cdot \mu}$$

для целого круга задач о конвекции может характеризовать условие устойчивости газа в поле силы тяжести при наличии градиента температуры A , направленного вниз, где β – коэффициент температурного расширения, χ – температуропроводность газа, μ – кинематическая вязкость, d – характерный линейный размер структуры. Изменение вязкости может влиять на наличие или отсутствие свободной конвекции и на скорость переноса тепла и массы в облаке.

Большое значение вязкости можно получить при малых градиентах скорости сдвига, согласно результатам исследования капельного кластера. При больших градиентах скорости сдвига, характерных, например, для движения летательных аппаратов, вязкость снижается с увеличением скорости сдвига, и отклонение вязкости облака от вязкости воздуха может быть невелико.

Механические и теплофизические характеристики облака, как капельной структуры, очевидно, зависят от заряда капель z . Выше, на основании опытов было показано, что заряд капель определяется площадью поверхности капли и не зависит от интенсивности процессов испарения (конденсации) на поверхности капли. В грозовых облаках размер и заряд капель может быть большим, и теплофизические свойства облаков могут значительно отличаться от свойств воздуха. В облаках, содержащих ледяные кристаллы, этот эффект может быть еще более существенным, так как заряд и размер ледяных кристаллов значительно превышает заряд и размер капель воды.

Исследование пространственно упорядоченных капельных структур, возникающих в пересыщенном водяном паре, является новой важной темой криологии Земли, занимающейся изучением объектов, в которых вода находится вблизи точки замерзания или представлена в твердом состоянии.

Литература

- Shavlov A. V. & Dzhumandzhi V.A. 2010. Spatially ordered structures in storm clouds and fogs. *Phys. Lett. A.*, V.374, 2561–2565.
- Федорец А.А. 2004. Капельный кластер. *Письма в ЖЭТФ*, Т.79, В.8, 457–459.



Оледенение Сибири с позиций криологии Земли: ледники как компонент криолитозоны

В.С. Шейнкман

Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия

Реферат

В течение всего плейстоцена оледенение в Сибири было приурочено к зоне многолетнемерзлых пород (ММП) и накладывалось на их развитие. В такой ситуации тело ледников охватывается криогенезом, и посредством энерго- и массообмена они оказываются тесно связаны с льдами мерзлотного происхождения, которые могут формироваться и вокруг ледников, и на самих ледниках. Ибо лед, слагающий последние, промерзает так же, как и окружающие ледник породы. В результате формируется единый мерзлотно-гляциальный комплекс, который становится специфическим компонентом криолитозоны. Льды, входящие в его состав, находятся во взаимодействии, и с позиций криологии Земли их совокупность целесообразно рассматривать как своеобразную – криогляциальную – систему.

Ключевые Слова: Взаимодействие многолетнемерзлых пород и оледенения; криолитозона; криогляциальные системы; ледники; Сибирь.

Введение

Совокупность данных о современных и древних ледниках Сибири говорит, что им присуще глубокое охлаждение и нахождение в зоне многолетнемерзлых пород (ММП). Вдоль охватывающего Сибирь с юга и востока горного обрамления у ледников проявляется зональность, но все они единообразны в плане того, что являются холодными сегодня, и тем более были таковыми в период своего разрастания во время похолоданий климата в прошлом (Sheinkman 2007, 2011). В подобной ситуации развитие ледников становится специфичным, тесно связанным с формированием окружающими их ММП. Учитывая, что в Сибири ледники покрывали в прошлом значительную часть ныне активно осваиваемой территории, а тренд оказанного ими воздействия на развитие ММП способен проявляться и сегодня, все это требует разработки подходов, принимающих во внимание и особенности формирования ММП под влиянием оледенения, и специфику взаимодействия их как компонентов криосферы Земли. Об основных аспектах этой проблемы пойдет речь в данной статье.

Состояние и суть проблемы

Все льды, представляя собой замерзшую влагу, обусловлены, так или иначе, холодом. Привычно считать, что если ледовое вещество образовалось в атмосфере, а затем в виде твердых осадков выпало на земную поверхность и, накопившись в большом количестве, дало начало ледникам, то мы имеем дело с гляциальным явлением. Однако если ледники окажутся в области ММП, то они (как и всё на земной поверхности) обязаны промерзнуть и становиться, по сути, компонентом криолитозоны. Ибо в отношении ледников промерзание горных пород ведет себя так же, как и в отношении любых других образований – сложенных иным минеральным субстратом, а не льдом (Шейнкман 2008, Sheinkman 2007, 2011).

Подразумевая под промерзанием горных пород их охлаждение ниже 0°C , в отношении ледниковой

толщи этот процесс будет означать появление в ней холодного, постоянно находящегося при температуре ниже 0°C , льда. Это придает ледникам особые черты, резко отличные от тех, что есть у ледников с теплым (в изотермическом состоянии при 0°C) льдом – обычно рассматриваемых с позиций альпийской научной школы. Длительная сохранность теплых ледников связана с обильным поступлением снега, его метаморфизацией и большой теплотой плавления образующегося в результате льда. А холодные ледники поддерживаются еще и промерзанием пород их тела: монолитный, охлажденный ниже 0°C , лед фактически становится тогда морозной породой, а промерзающие сверху пропитанные талой водой или собственно водные слои – мерзлой породой.

Очевидно, если ледники становятся компонентом криолитозоны, подходы, учитывающие их влияние на сопряженные с ледниками и тесно связанными с ними ММП иного состава, должны отличаться от тех, что традиционно, уже более двух столетий, используют построения альпийской научной школы. Ибо эти построения не учитывают, что формирование ледников вне пределов и внутри ареала развития ММП принципиально отлично. Однако альпийские стереотипы привычны, зачастую канонизированы и нередко ставятся во главу угла и в Сибири, из-за чего при оценке состояния ММП, связанных с развитием оледенения, имеют место серьезные разночтения.

Один из таких стереотипов – о теплоизоляционных свойствах ледников, который порой используют и мерзлотоведы (Балобаев 2005). Суть в том, что в основе альпийской модели лежит обилие питающего ледники снега с его хорошими теплоизоляционными свойствами, а в Сибири, где континентальный климат, снега выпадает немного, и его влияние нивелируется. Теплопроводность же монолитного льда, которым сложено основное тело ледников, примерно равна (здесь и далее значения величин по Богородскому, Гаврило 1980) $2,2 \text{ Вт/(м}\cdot\text{K)}$, что сопоставимо с теплопроводностью скальных пород, варьирующей в среднем от 2 до $4 \text{ Вт/(м}\cdot\text{K)}$. Так что ледники в области ММП будут промерзать (так же, как породы вокруг

них) и способствовать промерзанию пород под собой: пропуская холод зимой и демпфируя поток тепла сверху летом. Ибо теплота плавления льда велика – $3,3 \cdot 10^5$ Дж/кг (больше она у некоторых металлов только), и верхний слой льда ледников берет на себя летний тепловой удар, а тепло, израсходованное на его таяние, уносится прочь с ледников с талой водой.

Таким образом, ледники представляют собой особый регулятор промерзания пород под ними. Становясь кровлей ММП, поверхность ледников в ходе их роста и сокращения будет ее поднимать или опускать, и под ними соответственно уменьшится или усилится промерзание горных пород. Влияет также нестационарность теплового поля ледников, обусловленная их движением и историей развития. Хотя теплоемкость льда вдвое меньше, чем у воды, она у него достаточно велика – около 2,1 кДж/(кг·К), что втрое больше, чем у скальных пород. Поэтому запас аккумулируемого льдом холода может достигать больших величин и переноситься ледниками из их верхней, с более низкими температурами зоны вниз, в более отепленную зону, или, будучи накопленным в предыдущие более холодные эпохи, передаваться затем окружающим породам. Иными словами, в Сибири специфика ледовых пород, слагающих ледники, состоит в том, что они могут накапливать большой запас холода и при этом способствуют передаче его окружающих их тело породам.

Сегодня все ледниковые центры Сибири находятся в горах. Они уже охвачены термометрией, и хотя современность – межледниковье, данные однозначно говорят: ледники здесь глубоко проморожены и большей частью лежат на мерзлом ложе (Каталог ледников... 1966-1981, Михаленко 2007, Шейнкман 2008, Aizen et al. 2006). Уже на Урале, где ледники, будучи наваянными, лежат намного ниже снеговой линии, нулевую температуру они имеют только в фирновой зоне, а в области языка изрядно – примерно до 50-м глубины – проморожены. Далее на восток все ледники в Сибири проморожены уже полностью.

Имеющиеся данные по термометрии ледников позволяют судить и о нестационарности их теплового поля. На небольших ледниках ход температур обычен, с минимумом в слое нулевых колебаний на глубине 12-16 м. Но на крупных ледниках ход температур иной. В Западном Алтае в зоне питания ледников на склонах самой высокой вершины Сибири, г. Белухи, падение температуры идет до -16°C на 60-м глубине, и лишь затем она медленно повышается с градиентом $0,15^\circ/10$ м. А в сопредельном Тянь-Шане на леднике Иньльчек падение температуры идет до -16°C на 30-м глубине, но повышение затем идет с градиентом всего $0,06^\circ/10$ м. В обоих случаях на ложе температура не превышает -10°C (Aizen и 2006), т.е. ледники несколько отеплены у поверхности, но их глубинные слои явно несут в себе, как и в Арктике (Шполянская 2011), заряд холода, полученный ими раньше.

Поскольку все ледники в горах Сибири глубоко проморожены, и на фоне общего охвата всех горных пород процессом промерзания они оказываются в тесной связи с другими льдами мерзлотного генезиса (формирующимися и вблизи ледников, и на самих

ледниках), это придает особые черты и проводимой ими геологической работе. Ибо наряду с ледниками активную геологическую деятельность осуществляют связанные с ними наледы – воздействуя на рельеф поочередно с ледниками, они заметно изменяют облик долин (Шейнкман 1986, 1991). Так что реализуется связь между отмеченными льдами посредством и энерго- и массообмена, и проводимой совместно геологической работы. Образующийся, в итоге мерзлотно-гляциальный комплекс становится специфическим компонентом криолитозоны, и если воспринимать входящие в его состав льды во взаимодействии, то с позиций криологии Земли этот комплекс может быть рассмотрен (Sheinkman 2011) как своеобразная криогляциальная геосистема (КГС).

Казалось бы, информация о специфике сибирской модели оледенения говорит сама за себя, но появилась она лишь в конце прошлого века. Долгое время учет особенностей развития ледников в обстановке ММП был затруднен, и ряд авторов используют альпийские каноны по-прежнему. Поэтому подчеркнем моменты, принципиально отличающие оба подхода.

Альпийская модель оледенения

В традиционной альпийской модели переносимая с океана на континент влага проходит над ним относительно небольшое расстояние, и та ее часть, что

выпадает в твердой фазе, на некоторое время консервируется лежащими большей частью на не мерзлом ложе ледниками. На первый план здесь выступает активный метаморфизм снега при его обилии – в обстановке сравнительно мягкого климата, а вклад криогенной компоненты уходит на второй план. В самой высокой части Альп, например, круглый год температура воздуха отрицательна, и в области питания верхние слои ледников существенно охлаждены. Но с падением высоты температура воздуха быстро растет, и основное тело ледников там сложено теплым, при 0°C , льдом. Близкая ситуация и на Кавказе (Погорелов 2002; Михаленко 2007).

Подчеркнем: в данном случае холод в развитии ледников имеет подчиненное значение, и его запас в ледниках ограничен. На месте расположения ледников он передается им лишь из атмосферы с их исходным веществом (снежными осадками) и в холодный сезон года посредством охлаждения поверхностных слоев льда. Затраты приходящего к ледникам тепла тогда в основном идут на преодоление порога таяния отличающегося большой теплотой плавления льда и компенсируются активным поступлением в зону абляции новых порций ледовой массы.

Описанный механизм формирования оледенения характеризует геосистемы, выделенные автором как (Sheinkman 2007, 2011) КГС *теплого* типа (Рис. 1), подразделяемые на КГС собственно *теплого* и *умеренно-теплого* подтипов. Первые выделяются при полном превалировании в теле ледников теплого льда (Рис. 1-Г). Вторые – при некотором участии в развитии ледников холодной, т.е. криогенной, по сути, компоненты, что отражается в появлении, как было отмечено выше, у ледников в их верховьях

постоянно охлажденных слоев. Отсюда некоторое количество холода может переноситься веществом ледников уже динамически – в процессе их движения

по долине – сверху вниз (Рис.1-II). Хотя влияние этого холода на ледниковый процесс в целом в данном случае будет невелико.

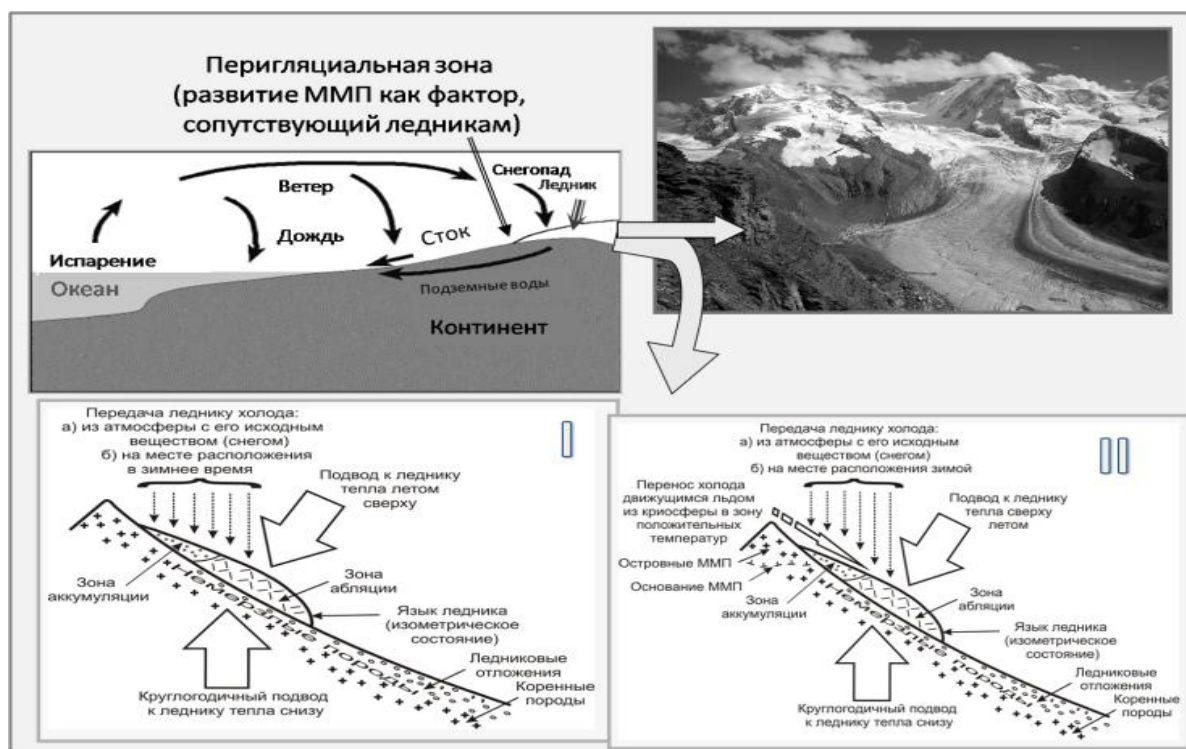


Рис. 1. Структура криогляциальных систем теплого типа

Важно осознать: реакция ледников на похолодания климата и их взаимоотношение с формирующимися тогда вокруг них ММП при подобной организации вещества и энергии будет принципиально отлична от того, что происходит в Сибири – в глубине материка. Ибо сначала на теплых ледниках, вызывая активно их рост (благодаря сохраняющемуся первое время обильному снегонакоплению), на фоне уменьшения срока абляции станет быстро снижаться фирновая линия. Затем эта фаза оледенения – криогигротичная, холодная и влажная – сменится холодной и сухой криоксеротичной фазой (Величко 1981). Т.е. будет иметь место процесс криоаридизации обстановок – охлаждения, на фоне усиления континентальности климата, территории (Sheinkman 2007, 2011), что может проявляться пространственно, как сегодня, с юго-запада на северо-восток вдоль горного обрамления Сибири, и во времени – при переходе от эпохи межледниковья к эпохе ледниковья.

При похолодании климата поначалу, в случае КГС теплого типа, промерзание затронет лишь породы вокруг ледников и их самих; ложе под ними долго будет не мерзлым, и ММП сконцентрируются в приледниковой, как наиболее охлажденной, зоне. Когда же криоаридизация проявится в полную силу, промерзание сможет охватить и ледники в целом, и породы под ними. Причем при хорошо выраженной, исходно, гигротичной фазе оледенения ледники даже в условиях геологически быстрой смены криохронов квартара термохронами могут успеть достичь конечной стадии своего развития – покровного типа.

Сибирская модель оледенения

Опыт исследований показывает (Шейнкман 2008, Sheinkman 2011), что применение альпийской модели в Сибири неприемлемо. Здесь ММП выступают как фоновый, а не приледниковый фактор, и по-иному распределяется и консервируется влага.

В основном влага поступает в Сибирь с западным переносом воздушных масс из Атлантики и Западной Арктики – преодолевая большие расстояния и немало расходуясь по пути (Рис. 2). Изрядно задерживается она также льдами ММП, а во время криохронов квартара значительную часть влаги перехватывал и ледниковый щит, лежавший на северо-западе Евразии. Перебрасываемой с океана вглубь Сибири общий объем влаги и сегодня, и в прошлом не может быть, поэтому, большим. На формирование оледенения ее остается в итоге относительно немного и хватает на питание только горных ледников.

Принципиально то, что исходно ледники в Сибири возникают в условиях развитой криоаридизации, с присущим континентальному климату активным летним таянием и малым увлажнением. И важнейшую роль в их формировании играет холод, передаваемый ледникам как из атмосферы, с твердыми осадками, так и круглый год *in situ*, на земной поверхности. Ибо находятся эти ледники в области ММП.

Именно холод, т.е. участие криогенной компоненты, а не обильное снегонакопление определяет развитие сибирских ледников. И дело не в долгой зиме – в континентальном климате и за короткое лето таяние съедает большой объем льда. А

в том, что холод, накопленный ледниками зимой и передаваемый им также со стороны окружающих их ММП, в период абляции идет на восстановление ледовой массы. Талая вода в теплое время года не вся стекает с таких ледников: частично она и смоченный ею фирн тут же намерзают на холодном льду.

Образуется наложенный лед – продукт, по сути, криогенеза на самом леднике, и в дополнение к питанию посредством осадочно-метаморфической трансформации снежной массы ледники получают изрядную добавку уже за счет конжеляционной компоненты.

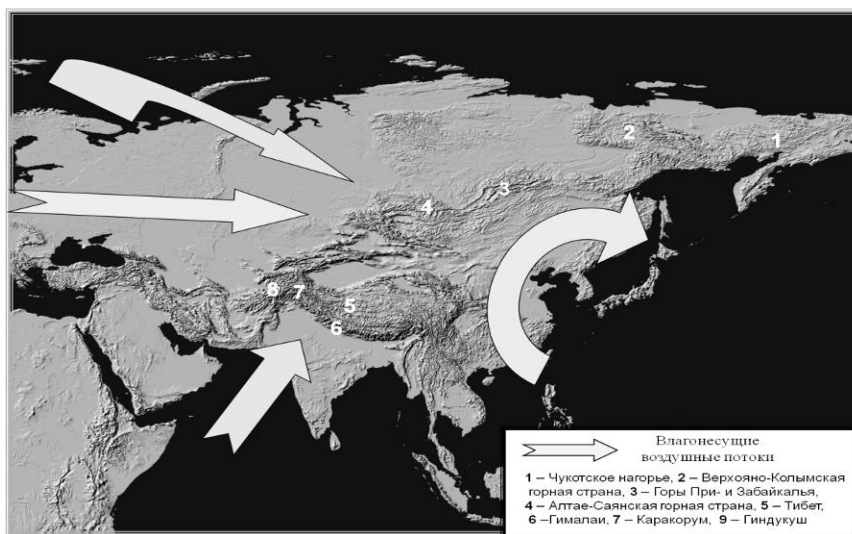


Рис. 2. Горные сооружения Северной Азии и воздействие на них основных влагонесущих воздушных потоков.

Криогенез, охватывая ледники, обеспечивает им активность, даже если большая их часть лежит ниже фирновой линии – ведь зоной питания служит тогда область наложенного льда. Кроме того, криогенез в приледниковой зоне определяет перехват немалой части ледникового стока наледями, что также способствует сохранности ледников. Ибо наледи в Сибири по площади порой соизмеримы с ледниками: на таяние большого количества льда на их поверхности затрачивается много тепла, и тем самым уменьшается тепловое воздействие на лежащие выше

ледники (Корейша 1991; Шейнкман 2008, 2010). В таких случаях выделяются КГС *холодного* типа, которые в горах Сибири фиксируются повсеместно и подразделяются на *умеренно-холодные* и собственно *холодные* КГС (Sheinkman 2007, 2011).

Умеренно-холодные КГС зонально выделяются в Сибири в юго-западной части ее горного обрамления, на Алтае. Характеризуют этот регион в целом весьма жесткие обстановки с ясно выраженным проявлением мерзлотных процессов, включая те, что связаны с формированием сплошных ММП (Рис. 3).

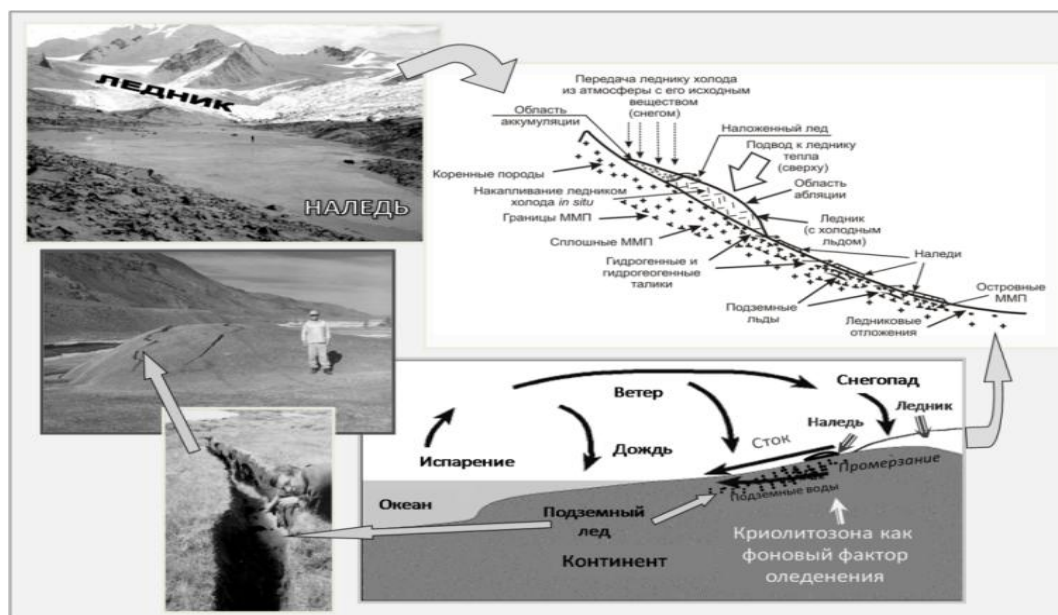


Рис. 3. Структура криогляциальных систем умеренно-холодного типа

Тем не менее, располагаясь на юге Западной Сибири, в сравнении с ситуацией на востоке и

северо-востоке Сибири, обстановки будут несколько мягче, что и определяет выделение соответствующего

типа КГС. А собственно *холодные* КГС выделяются в Восточной Сибири, и наиболее типичны они в ее

северо-восточной части, где развиты сплошные низкотемпературные ММП (Рис. 4).

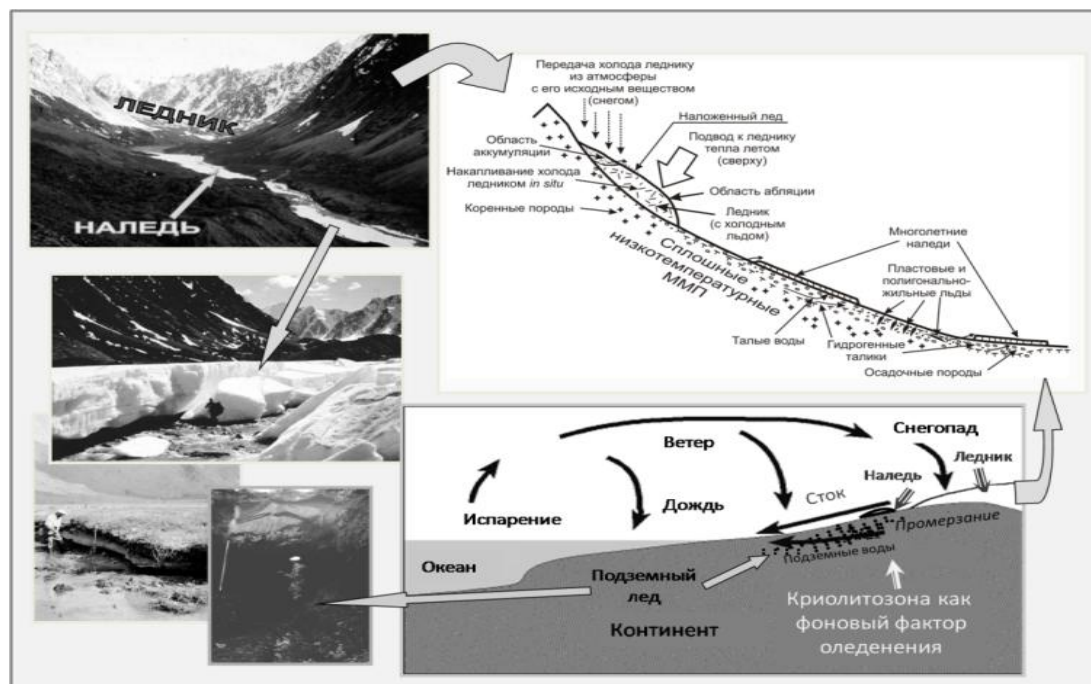


Рис. 4. Структура криогляциальных систем холодного типа

Однако в целом, напомним еще раз, обстановки в горах Сибири повсеместно весьма жесткие. Данных о температурном состоянии здесь ледников и ММП вокруг них пока еще немного, но их дополняет то, что вполне репрезентативно состояние КГС отражает целый ряд криогенных индикаторов. Например – появление и исчезновение определенных криогенных образований на ледниках и в приледниковой зоне.

Общим признаком КГС холодного типа является наличие на входящих в их состав ледниках льда с конжеляционной составляющей – наложенного типа, а в приледниковой зоне – развитие подземных льдов и наледей. Критерием перехода от умеренно-холодных КГС к собственно холодным четко фиксируется появлением в этой зоне низкотемпературных ММП и развитие в ее пределах, как вблизи ледников, так и на некотором удалении от них, таких индикаторов глубокого промерзания, как крупные многолетние наледы и повторно-жильные льды (Рис. 4).

Иными словами, умеренно-холодные КГС сохраняют, в общем, те же основные черты, что и холодные КГС, отличаясь от последних тем, что находятся в несколько более мягких условиях, и промерзание горных пород в местах их расположения выражено слабее. Обычно сплошные ММП в приледниковой зоне здесь сменяются островными, а критерием смены типов КГС служит исчезновение повторно-жильных льдов и переход наледей из многолетнего состояния в преимущественно сезонное. Хотя такие наледы могут иметь крупные размеры, перелетывают они здесь только в годы с наиболее холодной зимой (Рис. 3).

На ледниках в составе холодных КГС ледяное, с превалированием конжеляционной составляющей, питание (являющееся, по сути, продуктом криогенеза)

зачастую становится основным. В теплое время года ледники могут оставаться почти по всей площади бесснежными, но полноценно функционирующими, поскольку питание их продолжается и в это время.

Иными словами, криогенез, охватывая ледники, делает их более устойчивыми. Он помогает им быть активными и в случае их расположения значительно ниже климатической снеговой границы, и в ситуации, когда большая часть ледников может оказаться существенно ниже даже фирновой линии. Ибо граница питания фиксируется тогда у них по-другому – пределом распространения наложенного льда. Кроме того, благодаря криогенезу значительная часть ледникового стока перехватывается в приледниковой зоне тесно связанными с ледниками наледными и подземными льдами, что также способствует большей сохранности вышележащих ледников.

Прежде всего, это относится к крупным многолетним наледям. Как было отмечено выше, благодаря их обширной площади (порой соизмеримой с площадью ледников), наледы принимают на себя значительную часть тепла, приходящего с воздушными потоками в долину, в которой они расположены. Поскольку наледы имеют обширную поверхность, это тепло затрачивается на таяние сразу большого количества льда – тем самым уменьшая тепловое воздействие на находящиеся выше ледники (Граве и др. 1964; Шейнман 1986, 1991; Корейша 1991).

По-иному реагирует в Сибири, в глубине материка, оледенение и на похолодания климата. В силу того что оно исходно находится в условиях развитой криоаридизации, когда снежное питание невелико (в ходе усиления криоаридизации его становится еще меньше), а в условиях континентального климата

летняя абляция все равно останется высокой, ледники будут расти медленно. Они, в сравнении с ледниками в составе теплых КГС, ввиду фактического отсутствия криогигротичной фазы в ходе их развития, будут на похолодания климата реагировать не так резко.

В приледниковой зоне таких ледников все больше влаги станет консервироваться наледями и подземными льдами, и за геологически короткие криохроны квартала в глубине Сибири ледники в составе холодных КГС могут успеть достичь только стадии крупных долинных форм. Лишь в Западной Арктике, еще находящейся под влиянием Атлантики, ледники могли достигать своей конечной стадии развития – покровного оледенения.

Следует коснуться и КГС с некоторыми отепленными, азональными элементами, встречающимися в области глубокого промерзания горных пород – они связаны с формированием навесных ледников. Встречаются таковые, например, на Полярном Урале и в Кузнецком Алатау. Эти хребты вытянуты в меридиональном направлении, и ветровой перенос на их склонах может обеспечивать аномально большое количество снежной массы. Она и идет на питание небольших ледников, расположенных значительно ниже общеклиматической снеговой границы – порой на 1 км. Перекрываясь мощной снежной толщей, такие ледники, хотя и располагаются среди ММП, будут отеплены сильнее. В любом случае азональные явления и образования имеют локальное значение и принципиально на общую картину развития КГС не влияют.

Заключение

Изложенное говорит о том, что оледенение в Сибири, располагаясь в области ММП, специфично. Ледники здесь входят в состав выделенных автором КГС холодного ряда, и их развитие не ограничено рамками хионосферы. Ибо криогенная компонента меняет механизм оледенения не только в генетическом плане – с позиций льдообразования, но и структурно. Будучи фоновым фактором, процесс промерзания горных пород в данном случае тесно связывает льды мерзлотного и ледникового генезиса и объединяет их в единый мерзлотно-гляциальный комплекс – в такой ситуации оледенение необходимо рассматривать с позиций криологии Земли.

Подобные комплексы становятся специфическим компонентом криолитозоны, и, рассматривая их элементы во взаимодействии, с позиций криологии Земли всю совокупность входящих в состав этих комплексов льдов целесообразно изучать и оценивать как своеобразную – криогляциальную – геосистему. Особенно это важно при анализе обстановок бывшего оледенения. Ибо недоучет особенностей наступления и отступления ледников в условиях наложения их развития на формирование ММП приводит к существенному искажению общей картины

изменений окружающей среды. В том числе в аспекте специфики динамики ММП под влиянием меняющегося оледенения.

Литература

- Балобаев В.Т. Новые аспекты в теории формирования ледового комплекса арктических низменностей. 2005. Материалы III конференции геокриологов России. Т. 1. М., МГУ: 138-145.
- Богородский В.В., Гаврило В.П. 1980. Лед. Физические свойства, современные методы гляциологии. Л. Гидрометеиздат, 384 с.
- Величко А.А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре климатических ритмов плейстоцена. 1981. Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М., Наука: 220-246.
- Граев Н.А., Гаврилова М.К., Гравис Г.Ф. и др. 1964. Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята. М., Наука, 144 с.
- Корейша М.М. 1991. Оледенение Верхне-Колымской области. М., РАН, 144 с.
- Каталог ледников СССР. 1966-1981. (Под ред. Виноградова О.Н.). Л., Гидрометеиздат.
- Михаленко В.Н. 2007. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. М., URSS, 315 с.
- Погорелов А.В. 2002. Снежный покров Большого Кавказа. М., Академкнига, 288 с.
- Шейнкман В.С. 2010. Оледенение гор Сибири: взаимодействие ледников и криогенных льдов. Лед и снег, № 4 (112). М., Наука: 101-110.
- Шейнкман В.С. 1986. Наледи ледниковых долин. Гляциология Сибири, вып.3. Томск, изд-во Томского ун-та: 105-117.
- Шейнкман В.С. 1991. Наледи в горах Алтая. Проблемы наледеведения. Новосибирск, Наука: 166-176.
- Шейнкман В.С. 2008. Четвертичное оледенение в горах Сибири: общие закономерности, анализ данных. Материалы гляциологических исследований, № 105. М., РАН: 51-72.
- Шполянская Н.А. 2011. Пространственное взаимоотношение покровных ледников и вечной мерзлоты (наземного и подземного оледенений). Лед и снег, М., РАН, № 1: 75-80.
- Aizen, V.B., Aizen E.M., Joswiak D. R., Fujita K., Takeuchi N., Nikitin S.A. 2006. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet). *Annals of Glaciology*, Vol.43: 49-60.
- Sheinkman V.S. 2007. Peculiarity of glaciation in the high mountains of Siberia. *Data of glaciological studies*, № 102: 54-64.
- Sheinkman V. S. 2011. Glaciation in the High Mountains of Siberia. *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology – a closer look*. Eds.: J. Ehlers, P.L. Gibbard & P.D. Hughes *Development in Quaternary Science*, Vol. 15. Elsevier, Amsterdam: 883-907.

Особенности плейстоцен-голоценовой истории криолитозоны западного и восточного секторов Российской Арктики и Субарктики

Н.А. Шполянская

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Реферат

На основании генетического анализа подземных залежных льдов показано неодинаковое геологическое развитие и неодинаковый трансгрессивно-регрессивный режим западного и восточного секторов Российской Арктики в четвертичный период. Выявлена возможность формирования вечной мерзлоты с пластовыми льдами непосредственно в морских условиях и предложен механизм промерзания донных отложений, дана новая генетическая классификация пластовых залежей льда. Пространственные закономерности подземных залежных льдов освещают и вопрос о причинах колебания уровня Арктического бассейна. Последние, по-видимому, мало связаны с гляциоэвстатическими процессами, а в большей мере обязаны региональной тектонике. Отмечено и ограниченное распространение прошлых ледниковых покровов на Российском севере и их отсутствие на равнинах Российской Арктики и Субарктики к востоку от п-ова Канин.

Ключевые Слова: Подземные залежные льды; пластовые льды; полигонально-жильные льды; субмаринная криолитозона; четвертичная история криолитозоны Российской Арктики.

Введение

На равнинах Российской Арктики и Субарктики широко развиты крупные залежи подземных льдов (рис.1). Они различаются условиями залегания, характером вмещающих отложений, своей морфологией, макро- и микростроением, химическим составом, и тем самым, генезисом. Это позволяет разделить залежные льды на несколько генетических типов. Характерной особенностью является то, что разные типы льдов достаточно четко приурочены к определенным районам или к возрастным горизонтам, практически не смешиваясь в пространстве. Подземный лед, однажды образовавшись, сохраняется в неизменном виде, пока не растает. Поскольку время «жизни» этих льдов соизмеримо с геологическим временем, залежные льды обладают достаточно высокой палеогеографической информативностью. Главная черта в распространении залежных льдов это резкое различие между западным и восточным секторами Субарктики. Если в восточном секторе почти целиком развиты полигонально-жильные льды, то в западном секторе преобладают т.н. пластовые льды. Генетически это принципиально разные образования, и именно это указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики.

Западный сектор Арктики

Западно-Арктическая суша

На равнинах Западной Сибири и северо-востока Европейской России широко распространены пластовые льды. Это крупные тела неопределенной формы, десятки метров по горизонтали и до десяти метров по вертикали, представленные генетически разнородными образованиями. Наши многолетние исследования склоняют к выделению четырех генетических их типов: субмаринного и прибрежно-морского генезиса, инъекционные и погребенные

наземные льды (Шполянская, 1991а, Шполянская и Стрелецкая, 2004)

Субмаринные льды

Эти льды наиболее распространены, и приурочены, как правило, к дислоцированным морским отложениям. Чаще всего они представлены ледогрунтовыми образованиями с тонким сопряженным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев нередко очень сложной конфигурации. Их текстурные особенности указывают на их изначальное формирование в субмаринных достаточно глубоководных условиях при одновременном (сингенетическом) накоплении и промерзании донных осадков. Микростроение самого льда говорит о том же. Возможность субаквального льдообразования в Арктических морях была предложена и подробно рассмотрена нами ранее (Шполянская, 1991б, 2005). Она состоит в том, что при глубине моря от 40-50 до 200-250 м температура придонной воды оказывается постоянной и достигает самых низких отрицательных значений $-1,6...-1,8^{\circ}\text{C}$. Это создает условия для промерзания донных грунтов. Соленость поровых вод донных осадков, препятствующая промерзанию, по многочисленным данным, обычно закономерно уменьшается от поверхности дна вглубь отложений.

На некоторой глубине от поверхности дна моря соотношение температуры и солености становится таковым, что грунт начинает промерзать. В этом интервале глубин происходит кристаллизация порового раствора. Кристаллы льда разрастаются за счет разрастания базисных граней вдоль поверхности минеральных частиц и седиментационных слоев. Вследствие этого формирующиеся ледяные шпирь всегда наследуют форму грунтовых слоев осадка, даже сложно деформированных. При этом идет сегрегационное разделение на грунтовые и ледяные прослой и формируется слоистая ледогрунтовая толща. Причина расслоения с глубиной рассмотрена нами ранее, и в качестве таковой был предложен

известный процесс термодиффузии солей (Шполянская 1991, 1999, 2005).

По мере накопления осадков интервал, где создаются условия для промерзания, перемещается вверх, и снизу нарастает мерзлая льдистая толща. Во время промерзания должно происходить перераспределение солей. Грани кристаллов при своем росте оттесняют ионы солей в приграничные с кристаллами слои, а при смыкании кристаллов раствор выжимается из межкристаллических прослоек и лед остается пресным. Этот механизм проявляется по-разному в разных литологических условиях. Если промерзают тонкодисперсные илистые осадки, обладающие высокой поверхностной энергией, соли полностью адсорбируются поверхностью частиц, концентрация свободной поровой воды все время остается соответствующей данной температуре замерзания, и рост ледяных кристаллов происходит без перерыва. Если же промерзают песчано-алевритовые осадки с алой поверхностной энергией, соли не адсорбируются минеральными частицами, а остаются в растворе. В

этом случае по мере роста кристаллов формируются зоны с очень высокой концентрацией, а потому непромерзающие. Во вновь накапливающихся осадках льдовыведения не происходит до тех пор, пока процесс термодиффузии не выровняет соленость до нужной величины. Рост кристаллов возобновляется и идет до тех пор, пока концентрация оттесняемого раствора не достигает критической величины. Снова возникает непромерзающая зона. Так в толще промерзающих донных отложений формируются линзы криопэггов. Этот механизм подтверждается фактическим материалом. Так, в районе Байдарацкой губы в разрезах 42-х скважин (Мельников и Спесивцев, 1995) встречено до 12-ти прослоев криопэггов. Причина только одна – перерывы в льдообразовании при промерзании супесчано-алевритовых осадков. На Центральном Ямале в разрезе засоленных морских казанцевских отложений с пластовым льдом (Стрелецкая и Лейбман, 2002) криопэги встречены только в песчаной части разреза. В глинистой части они отсутствуют.

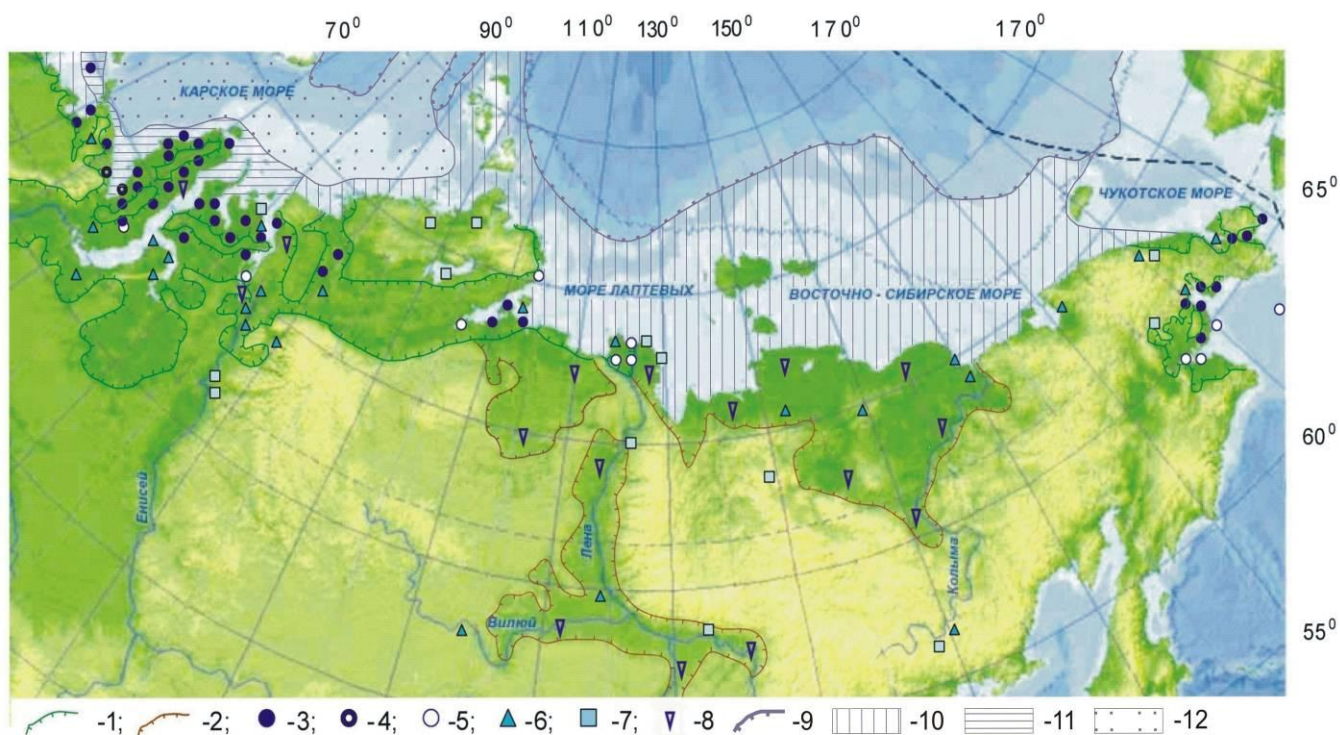


Рис. 1. Карта подземных залежных льдов.

Составлена И.Д. Стрелецкой и Н.А. Шполянской, шельф – по В.А. Соловьеву и С.И. Рокосу с добавлениями Н.А. Шполянской.

1 – границы позднеплейстоценовых морских равнин; 2 – границы плейстоценовых озерно-аллювиальных равнин; 3-8 – крупные залежи подземных льдов: 3 – субмаринного генезиса, 4 – смешанного генезиса, 5 – прибрежно-морского генезиса, 6 – инъекционного генезиса, 7 – погребенные (первично наземные); 8 – полигонально-жильные льды; 9 – внешняя граница шельфа; 10-12 – криолитозона шельфа: 10 – вечномерзлые реликтовые породы с температурой $0...-2^{\circ}\text{C}$, мощностью до 200 м и более, 11 – современные вечномерзлые породы с температурой $0...-1,5^{\circ}\text{C}$, мощностью до 80-100 м, 12 – многолетнеохлажденные породы с островами новообразующейся вечной мерзлоты, с температурой $0...-1,5^{\circ}\text{C}$, мощностью до 80-100 м

Прибрежно-морские льды

Эти льды встречаются в тех же районах, что и субмаринные льды. Они формировались в краевых частях морского бассейна [Шполянская, 1991]. Ледяные пласты формируются за счет

надмерзлотного водоносного горизонта в основании сезонно-талого слоя в периоды регулярного нагонного затопления береговой зоны. По мере накопления осадков сезонно-талый слой перемещается вверх, а вместе с ним и надмерзлотный водоносный горизонт. Так сингенетически снизу

вверх нарастает ритмично слоистая ледяная толща. Текстура этих льдов представлена более толстыми субгоризонтальными слоями льда и грунта, толща практически не дислоцирована.

Льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса встречаются только в морских (ледово-морских) и прибрежно-морских отложениях в пределах низменных арктических равнин, трактуемых А.И. Поповым (1959), Г.И. Лазуковым (1989), И.Д. Даниловым (1978), а ныне и А.А. Величко (Velichko, 2011) как морские равнины. Наличие описываемых льдов подтверждает их взгляды. Надо сказать, что и на Чукотке такие льды развиты в пределах территории, где А.А. Величко (Atlas, 1992) показывает казанцевскую трансгрессию. Наиболее часто эти льды встречаются в казанцевских отложениях, а это значит, что они формировались заведомо в отсутствие оледенения, а потому, вопреки существующему мнению, не являются погребенными ледниками и показателем существования в прошлом ледникового покрова. Они должны были формироваться в морском бассейне глубиной не менее 50 метров и тем самым подтверждают существование в эту эпоху морского бассейна. Эти льды развиты и в зырянских отложениях, часто перекрытых каргинскими, преимущественно на западном Ямале, Ямальском и Приуральском побережьях Байдацкой губы, на Таймыре в пределах Северо-Сибирской низменности, а также на Чукотке. Их присутствие указывает на сохранявшийся в эти эпохи в этих районах морской режим, хотя и при меняющейся глубине моря.

Инъекционные льды.

Помимо описанных льдов на равнинах имеют место и пластовые льды инъекционного происхождения. Эти льды всегда несут на себе следы напорного внедрения воды. Встречаются обычно в местах разгрузки напорных подземных вод, и в замкнутых озерных котловинах при промерзании подошвенных таликов. Формируются эпигенетически в субазральных условиях в периоды континентального развития территории. Встречаются преимущественно в сартанских отложениях. Тоже антагонисты покровного оледенения. Их распространение (см. рис.1) свидетельствует об отсутствии покровного оледенения в сартанское время.

Погребенные (первично наземные) льды

Эти льды тоже встречаются в регионе. Они резко отличаются от всех выше описанных своим макро- и микростроением. Имеют характерную крупноблоковую слоистость, представленную чередованием достаточно толстых слоев прозрачного льда и слоев уплотненного грунта. Микростроение льда отличается от субмаринных льдов, слоистость в расположении кристаллов либо отсутствует, либо отражает толщину годовых фирновых слоев. Их химический состав устойчиво гидрокарбонатный. Такие льды встречаются преимущественно в горных районах и предгорьях. Имеют ограниченное распространение (см. рис.1), что само по себе указывает на небольшие размеры древних оледенений на Российском севере.

Полигонально-жильные льды

Это жилы льда, которые в разрезе имеют клинообразную или столбообразную форму, а в плане образуют полигональную систему. Формируются только в континентальных условиях на периодически заливаемых поверхностях. Основные условия образования ледяных жил – образование полигональной системы трещин в результате многократного морозобойного растрескивания поверхности грунтов и последующее проникновение воды в возникшие трещины. Жилы могут расти эпигенетически или сингенетически вместе с накапливаемым осадком снизу вверх, преимущественно в условиях лайдово-морского, озерно-аллювиального осадконакопления и в склоновых отложениях. Присутствие таких льдов в грунтах, свидетельствует об отсутствии ледникового покрова во время их формирования. На севере Западной Сибири полигонально-жильные льды развиты в восточных частях Ямала и Гыдана в сартанских и подстилающих их каргинских отложениях. Это указывает на отсутствие там покровного оледенения в эти эпохи. Кроме того, наличие полигонально-жильных льдов в восточных частях Ямала и Гыдана в тех же отложениях, в которых в западных районах Ямала и Гыдана имеют место субмаринные и прибрежно-морские льды, указывает на несимметричное тектоническое развитие региона.

Западно-Арктический шельф

Мерзлые породы с пластовыми льдами широко распространены и в западном секторе Арктического шельфа (рис.1). Вечномерзлые донные породы встречены при глубинах моря от 0 до 230 м (Бондарев и др., 2001). Кровля мерзлых пород может залегать на глубине порядка 20-40 м под дном моря, или подниматься к поверхности дна. Подошва мерзлоты опускается до 100 м и глубже. В разрезах мерзлых донных отложений присутствует большое количество льда, иногда до 100% (рис.2). Многими авторами мерзлота здесь считается реликтовой. Однако сам факт присутствия вечной мерзлоты при глубинах моря от 0 до 230 м говорит о ее разнородном характере. Если даже принять представления о регрессии моря в поздневалдайскую эпоху до изобаты 100-120 м, приведшей к промерзанию грунтов шельфа в субазральных условиях, то остаются еще обширные пространства с глубиной моря от 100-120 до 230 м, где вечная мерзлота должна была формироваться непосредственно в субмаринных условиях. Напомним, что имеются представления о понижении уровня моря только до –30...–50 м (Данилов, 2000).

Анализ криолитозоны шельфа показывает, что текстурные особенности льдистых донных отложений, например, у Карских Ворот или на Русановской площади (Бондарев и др., 2001, Рокос и др., 2009), очень похожи на описанные выше на равнинах дислоцированные толщи с пластовыми льдами, названными нами субмаринными льдами (рис.3 и 4). Строение этих глубоководных мерзлых осадков Баренцево-Карского шельфа вполне соответствует изложенному механизму изначально

субмаринного промерзания (Шполянская, 2010). Из этого следует вывод, что равнины западного сектора Субарктики являются морскими равнинами трансгрессивных эпох плейстоцена, т.е. это – древние шельфы и аналоги современного Арктического

шельфа, и что большую часть плейстоцена север Западной Сибири и северо-восток Европейской России развивались в трансгрессивном режиме. Это же указывает и на отсутствие здесь в эти эпохи покровного оледенения.

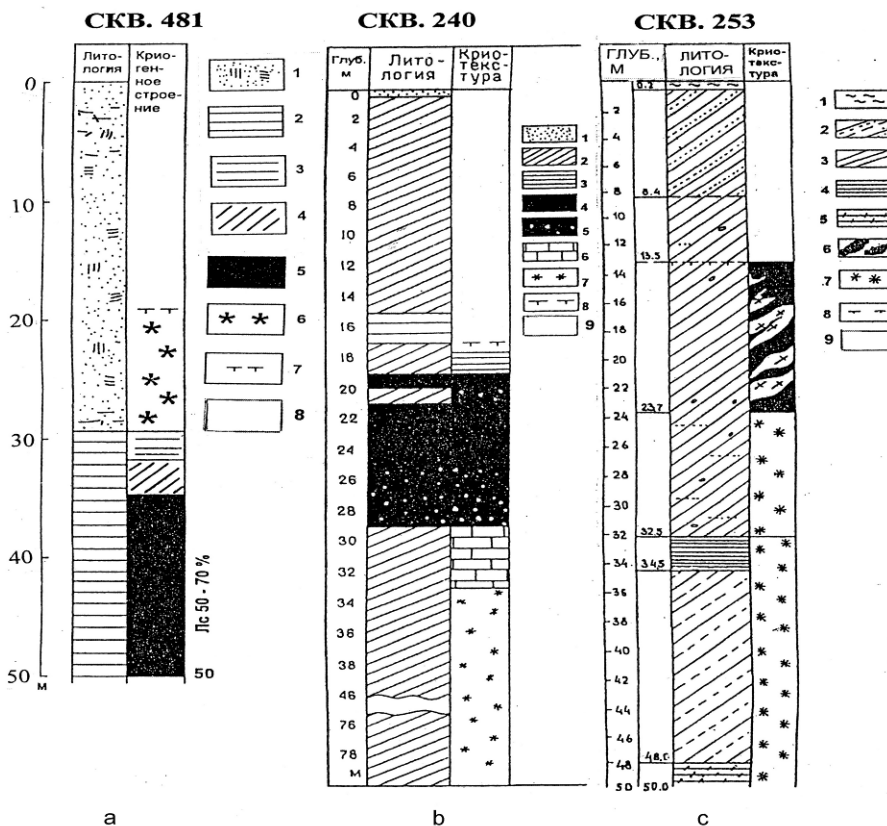


Рис.2. Разрез донных отложений на Баренцево-Карском шельфе (Мельников и Спесивцев, 1995).

а – скв. 481 в районе пролива Карские Ворота (глубина моря 65 м). 1 – песок с включением органики; 2 – глина. 3 - 6 криогенная текстура: 3 – горизонтально-слоистая; 4 – дислоцированная субвертикальная крупно-шлировая; 5 – атакситовая (пластовый лед); 6 – массивная. 7 – кровля вечномерзлых пород. 8 – отрицательнотемпературные осадки.

б – скв. 240 в Байдаракской губе (глубина моря 13-14 м). 1 – песок; 2 – суглинок; 3 – глина; 4 - 7 криогенная текстура: 4 – пластовый лед; 5 – атакситовая; 6 – сетчатая; 7 – массивная. 8 – кровля вечномерзлых пород. 9 – отрицательно-температурные осадки.

с – скв. 253 в Карском море на Русановской площади (глубина моря 130 м). 1 – ил; 2 – ритмичное переслаивание песка, супеси и суглинка; 3 – суглинок; 4 – глина; 5 – аргиллитоподобная твердая глина; 6 – пластовый лед; 7 – массивная криогенная текстура. 8 – кровля вечной мерзлоты. 9 – отрицательно температурные осадки.

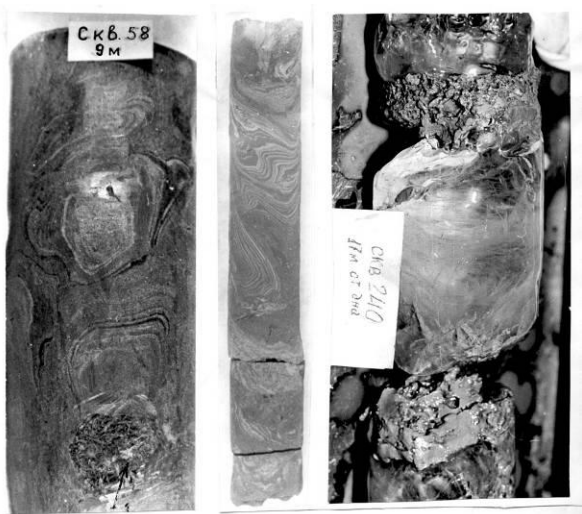


Рис. 3. Подземный лед в дислоцированных донных отложениях Баренцево-Карского шельфа (Мельников и Спесивцев, 1995; Бондарев и др., 2001)

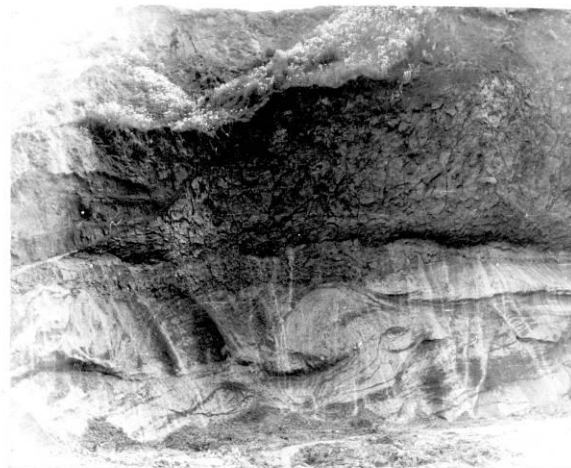


Рис. 4. Дислоцированный пластовый лед субмаринного генезиса в разрезе «Тадибейха» (западный Гыдан)
Фото Н.А. Шполянской

Восточный сектор Арктики

Восточно-Арктическая суша

На равнинах Восточной Сибири, в отличие от Западного сектора, залежные льды представлены почти целиком полигонально-жильными льдами, которые образуют так называемый ледовый комплекс.

Полигонально-жильные льды

Районы наиболее широкого распространения этих льдов – Яно-Индиго-Якутская и Колымская низменности, Центрально-Якутская низменность, Новосибирские острова. В отличие от Западно-Арктического сектора, здесь вмещающие лед отложения – континентальные, относятся к аллювиальным, аласным, склоновым, прибрежно-морским и лагунным. Начиная с плиоцена отложения Приморской низменности представлены озерно-аллювиальными, аллювиальными и озерно-болотными отложениями. Отложения олерской свиты (эоплейстоцен–ранний неоплейстоцен) содержат псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам (Архангелов и др., 1989; Никольский, Басилян, 2002). На побережье пролива Дмитрия Лаптева и на о. Б. Ляховский толща с полигонально-жильными льдами, имеет среднеледникового возраста – 200–180 т.л.н., по $^{230}\text{Th}/\text{U}$ (Schirrmeister et al., 2002). Поздний неоплейстоцен, начиная с казанцевского времени, тоже представлен целиком континентальными отложениями (Алексеев и др., 1992). Только в среднем плейстоцене имела место небольшая трансгрессия моря, затопившая узкую прибрежную полосу примерно от устья Лены до Чаунской губы (Алексеев и др. 1992), и сформировавшая морскую террасу возрастом 138 т.л. (Большаинов и др., 2009)

Восточно-Арктический шельф

Криолитозона восточного сектора арктического шельфа, в отличие от западного сектора шельфа, представлена целиком реликтовой вечной мерзлотой (рис.1 и 5). Здесь прослеживается затопленный послеледниковой трансгрессией древний ледовый комплекс зырянского и сартанского времени (Романовский и др., 1997). Это указывает на континентальное, в отличие от западного сектора, развитие региона в течение всего плейстоцена в условиях непрерывно сурового климата при отсутствии ледникового покрова.

Основные выводы из проведенного анализа залежных льдов

Во-первых, пространственные закономерности льдов в свете их генетической принадлежности указывают на отсутствие в плейстоцене и голоцене покровных оледенений на равнинах Российского севера, скорее всего, к востоку от полуострова Канин. Только в горных районах имело место горно-долинное оледенение, переходившее иногда в сетчатое.

Во-вторых, Западный и Восточный секторы Арктики и Субарктики развивались в плейстоцене по-разному, и трансгрессивно-регрессивный режим проявлялся в них неодинаково. Равнины Западного сектора практически во все этапы плейстоцена (за исключением сартанского времени) формировались в

условиях преимущественно морского осадконакопления, а равнины Восточного сектора формировались в условиях континентального, преимущественно озерно-аллювиального и лагунного осадконакопления. Только регрессия конца позднего неоплейстоцена (сартанская эпоха) и голоценовая трансгрессия проходили синхронно.

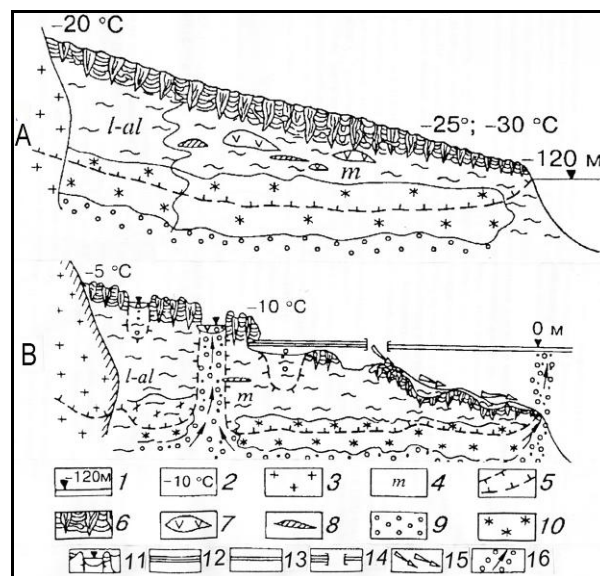


Рис. 5. Строение шельфа моря Лаптевых (Романовский и др., 1997).

А – 20–18 т.л.н., В – настоящее время. 1 – уровень моря по отношению к современному; 2 – среднегодовая температура пород; 3 – коренные породы; 4 – индекс генезиса четвертичных отложений; 5 – граница мерзлых пород; 6 – ледовый комплекс; 7 – пластовый лед; 8 – линзы криопеггов; 9 – отложения, содержащие свободный газ; 10 – отложения с газогидратами; 11 – термокарстовое озеро; 12 – припайный лед; 13 – молодой лед; 14 – полынья; 15 – холодные рассолы; 16 – потоки парниковых газов.

В-третьих, не выявляется принятой ныне синхронности «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря». Все это ставит под сомнение распространенное ныне убеждение о ведущей роли общепланетарной гляциоэвстатике в колебаниях уровня моря. Надо сказать, что подобные сомнения вытекают и из некоторых других недавних работ. Так, С.Р. Веркулич (2009), исследуя оледенение Антарктиды и его палеодинамику, приходит к выводу, что рост ледниковых масс в Антарктиде не был главной причиной падения уровня океана в последний ледниковый максимум 22–17 т.л.н. А последующая дегляциация Антарктиды не была первопричиной начала планетарного процесса деградации оледенения. Оба процесса шли вслед за глобальным изменением климата и уровня моря. Он приводит данные по рифам, согласно которым начало быстрого падения уровня океана относится к 32 т.л.н., что заметно опережает время начала активного прироста льда в районе шестого континента. Известна синхронность основных климатических событий южного и северного полушарий Земли (которая подтверждается, кстати, большим числом датировок и у С.Р. Веркулича). Поэтому определенные

заклучения для Антарктиды могут быть сопоставлены и с Арктическими районами. 32 т. л. н. – это сравнительно теплая (близкая к современной) каргинская эпоха, и если уровень океана начал падать, то это не было связано с оледенением где бы то ни было. Больше того, на севере Сибири есть немало свидетельств о небольшой трансгрессии моря в это время. Все эти факты усиливают сомнение в ведущей роли гляциоэвстатики в колебаниях уровня океана, и выводят на первый план региональные тектонические процессы. Выявляющееся в настоящее время сложное неоднородное тектоническое устройство Арктического бассейна все больше склоняет к этому. Срединно-океанический хребет (хребет Гаккеля) в пределах Арктического бассейна и стык Евразийской и Амеразийской тектонических плит не могут не влиять на неравномерные колебания уровня Арктического бассейна, и их влияние, по-видимому, заметно превышает влияние гляциоэвстатических процессов.

Литература

- Алексеев М. Н., Архангелов А.А., Гриненко О.В., Ким Б.И., Патык-Кара Н.Г., Плахт И.Г., Рейнин И.В. 1992. Шельф морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в мезозое и кайнозое. Атлас палеогеографических карт, Т. 2 (ред. М.Н. Алексеев). Робертсон ГРУП–ГИН АН СССР
- Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. 1989. Приморско-Новосибирский район. Региональная криолитология. М.: Изд-во МГУ., С. 128-151.
- Большаинов Д.Ю., Григорьев М.Н., Шнайдер В., Макаров А.С., Гусев Е.А. 2009. Колебания уровня моря и формирование ледового комплекса на побережье моря Лаптевых. – Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М.: Изд-во Моск. Ун-та. С. 349-356
- Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. 2001. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты. Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Сб. научн. тр., Книга 1. Апатиты, Кольский научный центр. с. 15-19.
- Веркулич С.Р. 2009. Условия и ход дегляциации в краевой зоне Антарктиды. Криосфера Земли, Т. XIII, № 2. с 73–82.
- Данилов И.Д. 1978. Плейстоцен морских Субарктических равнин. – М., Изд-во Моск. ун-та. 198 с.
- Данилов И.Д. 2000. Субмаринная мерзлота Арктического шельфа и связанные с ней процессы криогенного литоморфогенеза. Океанология, Т. 40, № 5. с.756-764
- Лазуков Г.И. 1989. Плейстоцен территории СССР. М., Высшая школа, 320 с.
- Мельников В.П., Спесивцев В.И. 1995. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. – Новосибирск, Наука. 195 с.
- Никольский П.А., Басилян А.Э. 2002. Мыс Святой Нос – опорный разрез четвертичных отложений севера Яно-Индибирской низменности. Мат-лы III Всерос. Совещ. По изучению четверт. периода. Смоленск. с. 186–188
- Попов А.И. 1959. Четвертичный период в Западной Сибири. Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. - М., Изд-во Моск. ун-та,
- Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А., Куликов С.Н., Локтев А.С. 2009. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания. Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал, № 10. 38-41
- Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л., Хуббертен Х-В., Кассенс Х. 1997. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднелейстоцен-голоценового гляциоэвстатического цикла. Криосфера Земли. Т.I., № 2. 42-49.
- Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. 2002. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэггов и вмещающих их отложений Центрального Ямала. Криосфера Земли, Т.VI, № 3.15-24
- Шполянская Н.А. 1991а. Строение и генезис пластовых льдов Западной Сибири. Вестник Моск. ун-та, география, № 5, с. 73 - 83
- Шполянская Н.А. 1991б. Субмаринный криолитогенез в Арктике. Матер. гляциол. исслед. Хроника, обсуждения.. вып. 71. С. 65 - 70.
- Шполянская Н.А. 1999. Криогенное строение дислоцированных толщ с пластовыми льдами как показатель их генезиса (север Западной Сибири). Криосфера Земли, Т.IV, № 4. с. 61-70.
- Шполянская Н.А. 2005. Современные проблемы криолитозоны Арктического шельфа. Известия РАН, Серия географическая, № 1. 102-111
- Шполянская Н.А. 2010. Особенности криолитозоны западного сектора Арктики в системе шельф-суша. Вестн. Моск.ун-та. Сер. 5. География. № 6. 58-66.
- Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. 2004. Генетические типы пластовых льдов и характер их распространения в Российской Субарктике. Криосфера Земли, Т. VIII, № 4. 56-71.
- Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere..Late Pleistocene-Holocene. 1992. A.A.Velichko, M. Pecs, B. Frenzel - eds. Budapest, Stuttgart. 153 p.
- Schirrmeister L., Sigert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. 2002. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia. Quaternary International. V.89. p. 97-118.
- Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Smith L.C. 2011. West Siberian Plain as a Late Glacial desert Quaternary International (2011), doi: 10.1016/j.quaint..01.013

Именной указатель

Аблязина Д., 349
 Абраменко О.Н., 23, 28
 Аксенов В.И., 229
 Александрова Н.С., 29
 Алексеев В.А., 35
 Алексеев С.В., 41
 Алексеева Л.П., 41
 Алексеева Н.Г., 35
 Андреева М.В., 163
 Антонов В., 349
 Аргунов Р.Н., 271
 Арсланов Х.А., 389
 Астахов А.С., 339
 Баду В.А., 47
 Баженов А.И., 399
 Белова Н.Г., 507
 Бельдиман И.Н., 475
 Бердников Н.М., 449
 Берестяный Ю.Б., 309
 Босиков Н.П., 53
 Брушков А.В., 57, 565
 Буданцева Н.А., 63, 579
 Булдович С.Н., 421
 Быковский А., 349
 Вальцева Т.Ю., 309
 Варламов С.П., 69, 489
 Васильев А.А., 75, 389, 513
 Васильев И.С., 79
 Васильчук А.К., 63, 85, 579
 Васильчук Ю.К., 63, 85, 91, 579
 Великоцкий М.А., 97
 Верхотуров А.Г., 103
 Викторов А.С., 107, 243
 Власов В.П., 113
 Волкер Д., 333
 Гаврилов А.В., 119
 Гаврилов Г., 349
 Гаврильев П.П., 559
 Гаврильев Р.И., 123
 Галанин А.А., 129
 Ганова С.Д., 431
 Геворкян С.Г., 135
 Гермогенова А.Ю., 139
 Глинска Е.В., 57
 Голубев В.Н., 267
 Горбатюк А., 349
 Горбачев П.А., 145, 525
 Горелик Я.Б., 151
 Горшков Е.И., 421

Гравис А.Г., 449
 Гребенец В.И., 157, 349
 Гребенкин С.И., 565
 Грива Г.И., 57
 Губарьков А.А., 163
 Гурьянов И.Е., 169
 Гусев Е.А., 389
 Дедюсова С.Ю., 215
 Деревягин А.Ю., 119
 Джуманджи В.А., 589
 Долгих Г.М., 175, 393
 Дроздов Д.С., 181, 541
 Дубина Т.П., 431
 Дубровин В.А., 301
 Дягилева А.Г., 187
 Еланцев Е.М., 163
 Ермак А.А., 193
 Ермохина К.А., 199
 Заболотник П.С., 205
 Заболотник С.И., 205
 Земскова А.М., 63
 Зенгина Т.Ю., 211
 Зотова Л.И., 215
 Иванов Е.Н., 221
 Иванова-Ефимова Е.Н., 225
 Ивахана Г., 559
 Идрисов И.Р., 193
 Йижима Й., 559
 Иоспа А.В., 229
 Исаев В.С., 23
 Исаков В., 233
 Истомин В.А., 361, 585
 Каверин Д.А., 239
 Капралова В.Н., 107, 243
 Кислов А.В., 157
 Кияшко Н.В., 255
 Клинова Г.И., 229
 Колунин А.В., 249
 Колунин В.С., 249
 Комаров И.А., 23, 255
 Кондратьев В.Г., 261
 Конищев В.Н., 267
 Кононов А.М., 41
 Константинов П.Я., 271, 559
 Копейкин В.В., 35
 Корниенко С.Г., 277
 Коробова Т.А., 541
 Коростелев Ю.В., 181, 541

Косых Н.П., 283
 Котов П.И., 289
 Кравцова В.И., 519
 Краев Г., 349
 Кривулин В.А., 35
 Кристиансен Х., 63
 Крицук Л.Н., 295
 Круподеров В.С., 301
 Кудрявцев С.А., 309
 Кузнецова Е.П., 315
 Кузьмин Г.П., 321
 Курчатова А.Н., 455, 495
 Лебедева Л.С., 325, 475
 Лейбман М.О., 333
 Лучшева Л.Н., 35, 339
 Мажитова Г.Г., 239
 Макарычева Е.М., 481
 Малкова Г.В., 181, 343
 Манджиев Д., 349
 Марахтанов В.П., 97
 Маслаков А., 349
 Матюхин А.Г., 355
 Мельник П., 349
 Мельников В.П., 361
 Меньшиков С.Н., 409
 Микляева Е.С., 367
 Минкин М.А., 371
 Михайлин Р.Г., 309
 Молокитина Н.С., 441
 Морозов И.С., 409
 Москаленко Н.Г., 377
 Мотенко Р.Г., 315
 Мяло Е.Г., 199
 Нерадовский Л.Г., 485
 Нестеров А.Н., 361
 Оберман Н.Г., 383
 Обжиров А.И., 339
 Облогов Г.Е., 389
 Овсянникова О.С., 431
 Окунев С.Н., 175, 393
 Опокина О.Л., 399, 495
 Орехов П.Т., 333
 Орлов Т.В., 107
 Осадчая Г.Г., 211, 405
 Осокин А.Б., 409
 Осокин Н.И., 415
 Оспенников Е.Н., 421
 Остроумов В.Е., 425
 Павлов А.В., 343
 Панин В.Н., 321

- Пастухов А.В., 239
Пастухов В., 349
Пендин В.В., 431
Перльштейн Г.З., 481
Петерсон А.М., 57
Пижанкова Е.И., 119
Писарев А.Д., 249
Подборный Е.Е., 435
Поденко Л.С., 441
Познанин В.Л., 445
Пономарева О.Е., 449
Попова А.А., 229
Потапова О.А., 371
Радостева А., 349
Рекант П.В., 75
Репин В.Е., 57
Решетников А.М., 361
Ривкин Ф.М., 239
Рогов В.В., 267, 455, 495
Роман Л.Т., 459
Романюк С.Н., 589
Рочева А.М., 465
Рукавишников В.А., 35
Савельева А., 349
Санников Г.С., 469
Семенова О.М., 325, 475
Сергеев Д.О., 481
Скачков Ю.Б., 69, 485
Скорбилин Н.А., 393
Скрябин П.Н., 69, 489
Слагода Е.А., 193, 399, 495
Смирнов А., 349
Смольский И.И., 501
Сократов С.А., 267
Солдатов В.А., 367
Соломатин В.И., 507
Сосновский А.В., 415
Стрелецкая И.Д., 355, 389, 513
Стрелецкий Д.А., 349
Стрижков С.Н., 175, 393
Тарасенко Т.В., 519
Тер-Мартirosян З.Г., 525
Титков С.Н., 531
Тумель Н.В., 405, 535
Угаров А.Н., 481
Угаров И.С., 271
Украинцева Н.Г., 181, 541
Урбан А.А., 547
Устинова Е.В., 553
Федоров А.Н., 271, 559
Фрост Дж., 333
Халилова Ю.В., 481
Хилимонюк В.З., 421, 565
Хименков А.Н., 481
Хитун О.В., 333
Хияма Т., 559
Хмельницкий Г., 349
Хомутов А.В., 163, 333, 569
Чечин В.А., 35
Чижев А.Б., 119
Чижова Ю.Н., 63, 579
Чувиллин Е.М., 585
Шавлов А.В., 589
Шейнкман В.С., 593
Шендер Н.И., 69
Шмелёв Д.Г., 157, 349
Шполянская Н.А., 599
Шпунтова А., 349
Эпштейн Х., 333