

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

ISSN 1994-3601

ВЕСТНИК
ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

2013
Выпуск 3 (20)



Учредитель: Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Пермский государственный национальный исследовательский университет» (ПГНИУ)

Тематика журнала «Вестник Пермского университета. Геология» отражает проблемы геолого-минералогических наук в соответствии со спецификой геологии Западного Урала и прилегающих территорий. Изложены вопросы литологии, гидрогеологии, геохимии, геофизики, поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых, нефти и газа, геоэкологии.

Subjects of the Journal «Bulletin of Perm University. Geology» corresponds to the scientific topics of geological and mineralogical branches according to the specification of mineral resources of the Western Urals territory and adjoined areas. The problems of lithology, hydrogeology, geochemistry, geophysics, prospecting of gas, oil and other mineral resources, geoecology are published in it.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: д.г.-м.н. А.С. Алексеев (МГУ), д.г.-м.н. А.Г. Баранников (УГГУ), д.т.н. А.А. Барях (Горный ин-т УрО РАН), к.г.-м.н. С.М. Блинов (ПГНИУ), д.г.-м.н. В.И. Галкин (ПНИПУ), д.г.-м.н. В.К. Гаранин (МГУ), д.г.-м.н. Р.Г. Ибламинов (гл. редактор, ПГНИУ), д.г.-м.н. Т.В. Карасёва (ПГНИУ), д.г.-м.н. В.Н. Катаев (ПГНИУ), акад. РАН В.А. Коротеев (Ин-т геологии и геохимии УрО РАН), д.т.н. В.И. Костицын (ПГНИУ), д.г.-м.н. Б.С. Лунёв (ПГНИУ), чл.-корр. РАН А.А. Маловичко (Геофизическая служба РАН), д.г.-м.н. О.Б. Наумова (ПГНИУ), д.г.-м.н. А.С. Некрасов (ПермьНИПИнефть), к.г.-м.н. В.П. Ожгибесов (ПГНИУ), д.г.-м.н. Б.М. Осовецкий (зам. гл. ред., ПГНИУ), д.т.н. И.А. Санфиоров (Горный ин-т УрО РАН), д.г.-м.н. В.В. Середин (ПГНИУ), д.г.-м.н. В.И. Силаев (Ин-т геологии КомиНЦ РАН), д.г.-м.н. И.И. Чайковский (Горный ин-т УрО РАН), чл.-корр. РАН Б.И. Чувашов (Ин-т геологии и геохимии УрО РАН), Н.А. Кунц (секретарь, ПГНИУ).

Иностранные члены редколлегии: ass. prof. R.E. Gallagher (Western Kentucky University, USA), ass. prof. D.L. Reid (University of Cape Town, South Africa), d-r I.V. Veksler (German Research Centre for Geosciences, FRG).

Адрес редколлегии: 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15. Пермский государственный национальный исследовательский университет, геологический факультет. E-mail: r_aminov@psu.ru; mineral@psu.ru, факс (342)2-396-832

© Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2013

Содержание

От редакционной коллегии.	4
ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
<i>Копылов И.С., Коноплев А.В.</i> Геологическое строение и ресурсы недр в Атласе Пермского края	5
ПЕТРОЛОГИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ	
<i>Савельев Д.Е.</i> Ультрамафиты Муслюмовского массива (северо-восточная часть Южного Урала).	31
МИНЕРАЛОГИЯ, КРИСТАЛЛОГРАФИЯ	
<i>Петровский В.А., Филоненко В.П., Силаев В.И., Зибров И.П., А.Е.Сухарев И.П., Земнухов А.Л., Помазанский Б.С.</i> Рентгеновский анализ якутитов и оценка содержания в них примеси лонсдейлита. . .	43
ГЕОФИЗИКА, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	
<i>Бычков С.Г., Симанов А.А., Хохлова В.В.</i> Современные процедуры вычисления аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических наблюдениях.	61
ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ	
<i>Ибламинов Р.Г.</i> Историческая минерагеодинамика калийного галогенеза.	71
ХРОНИКА	
<i>Костицын В.И., Шадрин Л.Д., А.К. Урупов</i> – основатель российской научной школы по нефтяной сейсмической разведке.	94
<i>Ибламинов Р.Г.</i> Памяти профессора В.Ф. Мягкова (1929 – 2013).	100

Contents

From Editorial Board	4
GENERAL AND REGIONAL GEOLOGY	
<i>Kopylov I.S., Konoplev A.V.</i> Geological Structure and Mineral Resources in the Atlas of Perm Krai.	5
PETROLOGY, VULCANOLOGY	
<i>Saveliev D.E.</i> Ultramafic Rocks of Muslyumovsky Massif, North-East of the Southern Urals.	31
MINERALOGY AND KRISTALLOGRAPHY	
<i>Petrovsky V.A., Filonenko V.P., Silaev V.I., Zibrov I.P., Sukharev A.E., Zemnukhov A.L., Pomazansky B.S.</i> Yakutit X-ray Analysis and Evaluation of Content of Lonsdaleite Impurities.	43
GEOPHYSICS, GEOPHYSICAL METHODS OF MINERAL RESOURCES PROSPECTING	
<i>Bychkov S.G., Cimanov A.A., Hohlova V.V.</i> Modern Procedures of Calculation of Gravity Anomalies at Precision Gravity Measurements.	61
MINERAL RESOURCES GEOLOGY, PROSPECTING, EXPLORATION AND MINERAGENY	
<i>Iblaminov R.G.</i> Historical Minerageodynamic of Potassium Galogenesis.	71
CHRONICLE	
<i>Kostitsyn V.I., Shadrina L.D.</i> A.K. Urupov is the Founder of the Russian Scientific School of Oil Seismic Prospecting.	94
<i>Iblaminov R.G.</i> Professor V.F. Miagkov's Memory (1929 – 2013).	100

От редакционной коллегии

Журнал «Вестник Пермского университета. Геология» состоит из 4 ежеквартальных выпусков, публикует статьи по всем разделам геолого-минералогических наук.

Основные правила оформления рукописей: текст предоставляется в формате А4, поля со всех сторон 2,5 см, кегль 12, строки – через 1 интервал, 2 колонки, расстояние между ними 0,5 см, абзац 6мм. Использовать только автоматическую расстановку переносов.

Над названием (кг 20 п/ж, буквы строчные) статьи необходим индекс УДК (кг 12). Фамилии авторов (кг 14 п/ж) даются с указанием почтового и электронного адресов места работы (кг 14). Статья должна сопровождаться краткой аннотацией (не более 10 строк, кг 12) и ключевыми словами (не более 7 слов, кг 12 курсив).

В тексте (кг 12) следует различать О (букву) и 0 (ноль); 1 (арабскую цифру), I (римскую цифру) и l (латинскую букву); а также дефис (-) и тире (–). Дефис ставится только внутри сложных слов, во всех остальных случаях необходимо ставить тире. Между цифрами, характеризующими интервал значений, ставится тире без отбивки от цифр: 9–11. Расстояние между словами не должно превышать одного пробела. Рекомендуемые кавычки: «...». Нумерованные списки набираются вручную.

Названия разделов статьи (кг 12 п/ж) форматируются по левому краю.

В таблицах, их заголовках, подписях к рисункам – кегль 11. Надписи на рисунках – не менее 10 кегля (см. изданные журналы). Над таблицами должны быть заголовки вида «**Таблица 1.** *Название таблицы курсивом*». Слова в таблицах должны быть написаны полностью. В конце заголовков и ячеек таблицы точка не ставится. Под рисунками должны быть подписи типа «**Рис. 1.** *Название рисунка курсивом*». В конце всех заголовков и подписей к рисункам точка не ставится. Подписи должны быть отделены от таблиц и рисунков и доступны для редактирования. Они форматируются по левому краю. Большие таблицы и рисунки могут располагаться по всей ширине страницы или альбомно. Таблицы и рисунки располагать по тексту.

Библиографический список (кегль 11) оформляется в формате, установленном системой РИИЦ, с обязательным указанием страниц источника цитирования. Источники в списке располагаются в алфавитном порядке. В тексте номер источника указывается в квадратных скобках: [1].

В конце статьи на английском языке приводятся название статьи, фамилии авторов с указанием почтового и электронного адресов места работы, аннотация.

Статья объемом до 1 печ. листа представляется в электронном виде в редакторе WinWord операционной системы WINDOWS 2000, 2003. Сложные формулы и уравнения набираются в редакторе Microsoft Equation (версия 3.0 и ниже), рисунки – в редакторе Corel Draw с разрешением не менее 300 dpi. Распечатка статьи присылается в редакцию по почте. На присылаемые статьи необходимо иметь разрешение организации, где выполнена работа, рецензию с указанием фамилии, ученой степени и места работы рецензента.

Адрес редколлегии: 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15. Пермский госуниверситет, геологический факультет, гл. редактору журнала Ибламинову Р.Г. E-mail: riaminov@psu.ru; mineral@psu.ru. Факс (342) 2-396-832. Тел. (342) 2-396-332.

Присланные статьи будут подвергаться научному рецензированию, литературному и техническому редактированию и после публикации вывешиваться в РИИЦе.

ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 528.9:55 (470.53)

Геологическое строение и ресурсы недр в Атласе Пермского края

И.С. Копылов, А.В. Коноплев

Естественнонаучный институт Пермского государственного национального исследовательского университета, 614990, Пермь, ул. Генкеля, 4

E-mail: georif@yandex.ru

(Статья поступила в редакцию 6 марта 2013 г.)

Разработан Атлас геологических карт Пермского края в геоинформационных технологиях (ГИС-Атлас). Карты составлены на основе современных геологических материалов, дают интегральные характеристики, представляют различные виды районирования, типизации, а также отдельные компоненты геологической среды. Содержание карт отображает особенности геологического строения Западного Урала и Приуралья – дочетвертичных и четвертичных образований, тектоники, неотектоники, современной геодинамики, гидрогеологии, инженерной и экологической геологии, геохимических ландшафтов, полезных ископаемых. ГИС-Атлас имеет большие возможности практического применения для решения задач природопользования и геологической безопасности.

Ключевые слова: *геологические карты, ресурсы недр, Пермский край.*

Издан первый Атлас карт территории Пермского края, подготовленный большим коллективом специалистов и научных работников нескольких факультетов и подразделений ПГНИУ по заданию Министерства промышленности, инноваций и науки Пермского края [1].

В рамках данного проекта в лаборатории геологического моделирования и прогноза ЕНИ ПГНИУ авторами настоящей статьи разработан ГИС-Атлас [12], из которого для полиграфического исполнения выведен тематический блок, включающий 17 карт геологического содержания по разделу «Геологическое строение и ресурсы недр» (далее – Атлас) (таблица).

Исторические предпосылки создания Атласа

История систематического геологического изучения и картографирования Рос-

сии, в частности Пермского края, насчитывает более 300 лет. В настоящее время проведены тысячи различных геологических работ и опубликованы десятки тысяч книг и статей, посвященных его геологическому строению и полезным ископаемым. Наиболее систематизированными материалами до сих пор остаются крупные монографии, изданные в советский период истории России, в 60-70-е гг. XX в. (Геология СССР. Т. XII. М.: Недра, 1969; Гидрогеология СССР. Т. XIV. Урал. М.: Недра, 1972; Инженерная геология СССР. Т.1. Русская платформа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977 и др.). Конечно, материалы в них во многом устарели и требуют обновления.

Большое значение для проведения различных видов районирования и типизации геологических условий края имели авторские картографические и научные разработки П.А. Софроницкого, В.М. Проворо-

ва (тектоника), И.Д. Соболева, В.А. Лидера, Б.И. Грайфера (геологическое строение), Л.А. Шимановского (гидрогеология, неотектоника), И.А. Печеркина (инженерная геология), Г.А. Максимовича и К.А. Горбуновой (карст) и др., которые в настоящее время продолжены их последователями.

Одной из первых комплексных картографических работ стал отчет Пермского госуниверситета о состоянии природных условий и ресурсов Пермской области (1990) под общим руководством Б.М. Осовецкого и Р.Г. Ибламина (гео-

логический раздел), включающий 28 различных карт, в т.ч. 5 геологических, а также десятки схем и графиков.

Из современных опубликованных работ наиболее информативной является коллективная монография-энциклопедия «Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края» (гл. редактор А.И. Кудряшов, Пермь, 2006), которая включает более 30 различных геологических схем.

Основным источником информации для разработки Атласа являлся современный картографический материал из геологических научно-исследовательских

Комплект карт Геологического атласа Пермского края

№ п/п	Раздел. Геологическое строение и ресурсы недр	Формат	Издательский масштаб	Фактический масштаб	Источник информации
1	Геологическое строение. Дочетвертичные образования	A2	1:1800 000	1:500000	Ушков Б.К. и др., 2000, 2003, 2011
2	Геологическое строение. Четвертичные образования	A3	1:1800 000	1:500000	
3	Тектоническое районирование	A3	1:1800 000	1:500000	ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», 2010, 2012
4	Неотектонические блоковые структуры	A3	1:2500 000	1:500000	Копылов И.С. и др., 2006, 2012
5	Неотектоническая активность	A3	1:1800 000	1:500000	Копылов И.С. и др., 2004, 2012
6	Геодинамические активные зоны и сейсмичность	A3	1:1800 000	1:500000	Копылов И.С. и др., 2006, 2012
7	Карст	A3	1:1800 000	1:500000	Катаев В.Н., Лавров И.А. и др., 2010
8	Инженерная геология	A3	1:1800 000	1:500000	Коноплев А.В., Копылов И.С., 2005, 2012
9	Гидрогеология	A3	1:2500 000	1:500000	Копылов И.С., Алексева Л.В., 2002, 2003, 2012
10	Геоэкология	A3	1:2500 000	1:500000	Копылов И.С. и др., 2001, 2012
11	Гидрогеоэкология	A3	1:2500 000	1:500000	
12	Интегральная экологическая оценка геологической среды	A3	1:3000 000	1:500000	
13	Геохимические ландшафты	A3	1:1800 000	1:500000	Копылов И.С. и др., 2004, 2012
14	Твердые полезные ископаемые	A3	1:1800 000	1:500000	Ушков Б.К. и др., 2000, 2003, 2011
15	Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей: геологическая карта с разрезом и карта тектонической трещиноватости	A2	1:300000	1:100000	Харитонов Т.В. и др., 2002, Копылов И.С., Хурсик В.З., 2010
16	Углеводородные полезные ископаемые	A3	1:1800 000	1:500000	ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», 2010, 2012

отчетов, прошедших экспертизу, размещенный в территориальных геологических фондах или фондах предприятий.

Целевое назначение Атласа – геоинформационное геологическое обеспечение пространственного развития Пермского края, комплексное изучение геологических систем, общая геологическая оценка территории, планирование освоения природных ресурсов, прогноза геологической опасности, проектирование природоохранных мер и улучшение экологической обстановки, углубленные научные исследова-

Методологические принципы создания ГИС-Атласа

1. Системность.

Системный анализ предполагает пространственное отображение полного предметного комплекса геологической информации. Система карт охватывает сферу геологии и ее направлений и делится на подразделы (геологическое строение – дочетвертичные и четвертичные образования, тектоника, неотектоника и современная геодинамика, гидрогеология, инженерная геология, экологическая геология, полезные ископаемые и др.).

2. Интегральный и комплексный (многокомпонентный) характер карт.

Карты Атласа дают преимущественно интегральные характеристики, различные виды районирования, типизации, а также отображают отдельные компоненты геологической среды.

3. Внутреннее единство, взаимодополняемость и согласованность карт.

Обеспечивается общей математической и географической основой всех карт, целесообразным выбором и сопоставимостью проекций и масштабов, согласованием генерализации, легенд, условных знаков, шкал, общим стилем оформления и дизайна.

4. Региональный уровень информации по пространственному охвату.

Атлас дает геологическую характеристику территории всего Пермского края и отдельных его частей. Карты носят пре-

дования, а также просвещение.

Атлас ориентирован преимущественно на специалистов в сфере науки и промышленности, планирования и развития экономики, минерально-сырьевых ресурсов, рационального природопользования, экологии, просвещения и является базовой основой для подготовки энциклопедического Атласа с полным комплектом основных и дополнительных специализированных карт с многоцелевым назначением для широкого круга пользователей.

имущественно обзорный и мелкомасштабный характер.

5. Региональный уровень информации по степени информативности с возможностью детального уровня.

ГИС-Атлас по степени информативности баз данных имеет возможность реализации карт масштаба 1:500 000-1:200 000 и крупнее – на отдельные районы.

6. Современный уровень информации.

Используется современная геологическая информация преимущественно последнего десятилетия, при этом, по возможности, с обновлением данных или с новыми легендами.

7. Оперативность – создание Атласа в минимальные сроки.

Реализация проекта в минимальные сроки предполагала использование наиболее подготовленного картографического материала, поэтому некоторые подразделы отсутствуют или представлены недостаточно (например, геофизика, геохимия, историческая, экономическая геология и др.).

8. Электронный тип ГИС-Атласа.

ГИС-Атлас двух типов – интерактивный и аналитический: интерактивный тип позволяет менять оформление, способы изображения, классификации явлений, масштабировать (увеличивать и уменьшать) изображение, копировать карты; аналитический тип позволяет комбинировать и сопоставлять карты, проводить их количественный анализ и оценку, выполнять взаимное наложение (оверлей).

Проект реализован на платформе ESRI

Arc GIS 9.* (расширения Arc GIS Spatial Analyst, Arc GIS Geostatistical Analyst, Arc GIS 3D Analyst).

Включает информационный, аналитический и прогнозно-аналитический блоки. Информационный блок составляется из параметрических карт с базами данных по отдельным видам геолого-геофизических, геохимических, неотектонических, геодинамических, геоморфологических, гидрогеологических, геоэкологических и инженерно-геологических данных. Аналитический и прогнозно-аналитический блоки составляются из аналитических и синтетических карт геологического содержания, при этом прогнозные картографические модели основываются на данных мониторинга состояния природно-геологической среды.

Выходной информацией являются геоинформационные картографические модели и карты (макеты карт) геологического содержания. Макеты карт подготовлены в программе ArcView 3.3.

Общая концепция ГИС-Атласа представлена на рис. 1.

Содержание карт и легенд Атласа

Атлас включает 15 карт всей территории Пермского края и 2 карты территории Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей (ВКМКС), легенды, фотографии.

Геологическая карта дочетвертичных образований (рис. 2) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь» [15]. В легенде и базе данных (БД) приведена литологическая характеристика стратиграфических подразделений и интрузивных комплексов, показаны основные тектонические нарушения, установленные геологической съемкой. Уточнена легенда геологических подразделений по новой стратиграфической шкале.

Геологическая карта четвертичных образований (рис. 3) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь» [15]. В легенде и БД приведена литологическая характеристика основных генетических

типов четвертичных отложений.

Карта тектонического районирования (рис. 4) составлена по материалам ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» [14]. В основе карты – принятая в настоящее время схема тектонического районирования по Р.О. Хачатряну и В.И. Громеке (1973). В легенде и БД отображены границы крупных и средних тектонических структур, Камско-Кинельской системы прогибов, локальные положительные структуры.

Карта неотектонических блоковых структур (рис. 5) составлена по материалам ООО «ПермНИПИнефть» [10] с обновлением. В легенде и БД: неотектоническое районирование на структурно-блоковой основе, региональные линеаменты, отображающие трещинно-разрывные структуры осадочного чехла, динамика новейших тектонических движений.

Карта неотектонической активности (рис. 6) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь» [8] с обновлением. В легенде и БД: оценка неотектонической активности по комплексу неотектонических критериев, морфоструктуры и новейших поднятий, характеристика суммарных амплитуд новейших поднятий, геодинамические активные зоны различных уровней, выделенные комплексом методов.

Карта геодинамических активных зон и сейсмичности (рис. 7) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь» [11, 3] с обновлением. В легенде и БД: геодинамическое зонирование по условиям тектонической трещиноватости, геодинамические активные зоны зонального и локального уровней по очень высокой степени плотности линеаментов, региональные линеаменты по аэрокосмогеологическим исследованиям; сейсмичность – изолинии сейсмической интенсивности по карте ОСР-97, потенциально сейсмоопасные узлы первой категории опасности (по Схеме сейсмического районирования Среднего Урала, 1998), землетрясения в баллах шкалы MSK-64.

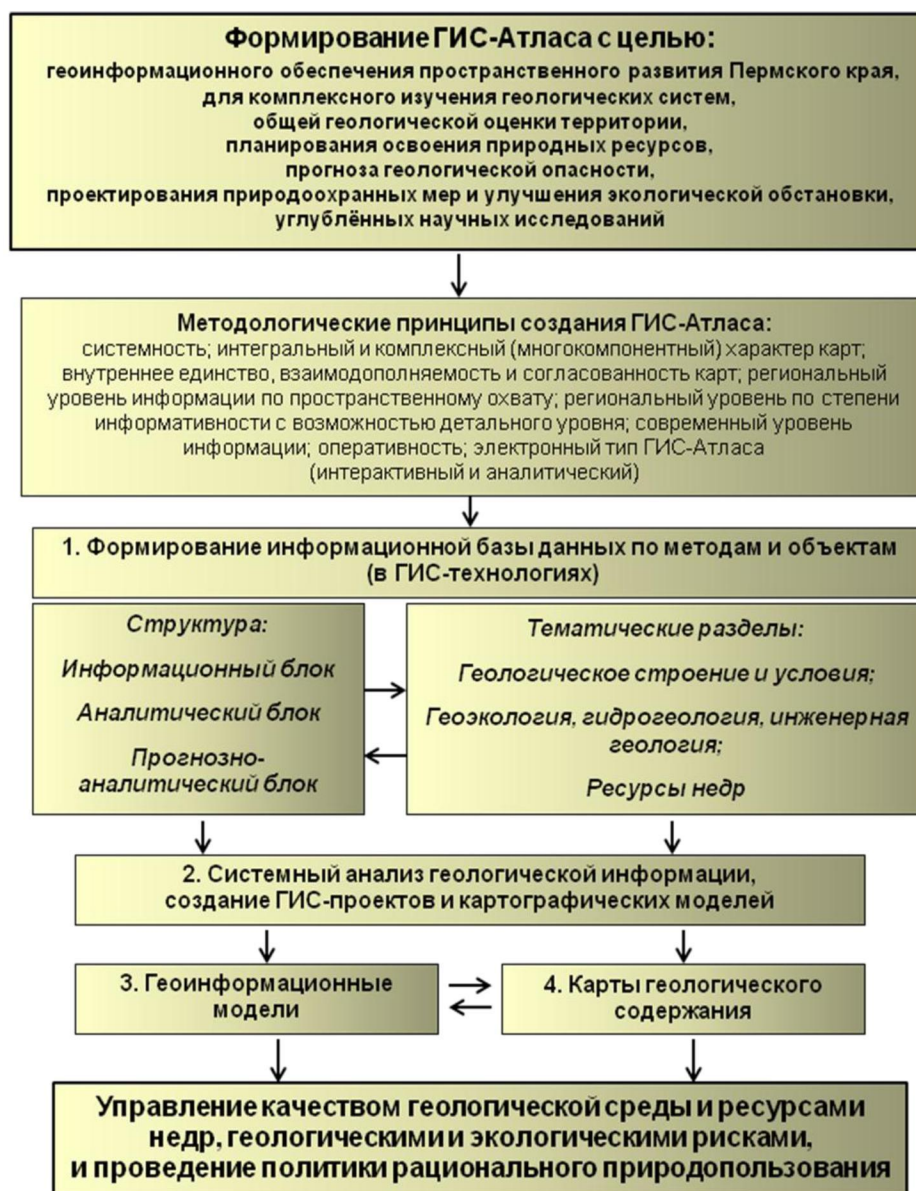


Рис. 1. Концепция ГИС-Атласа «Геологическое строение и ресурсы недр»

Карта карста (рис. 8) составлена по материалам ПГНИУ [2], авторы карты – В.Н. Катаев, И.А. Лавров; автор макета карты – А.В. Коноплев. В легенде и БД: районирование карста (районы – по К.А. Горбуновой и др.), поля карстующихся пород; карстовые объекты: пещеры, источники, депрессии, площади соляного карста и др.

Инженерно-геологическая карта (рис. 9) составлена по материалам ПГНИУ, ГП «Запуралгидрогеология», ФГУП «Геокарта-Пермь» [4] с обновлением. В легенде и

БД: инженерно-геологическое районирование, характеристика инженерно-геологических формаций коренных пород и геолого-генетических комплексов, характеристика опасных геологических процессов (эндогенных, экзогенных, техногенных и природно-техногенных).

Гидрогеологическая карта (рис. 10) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь», ГП «Запуралгидрогеология» [6, 7] с обновлением. В легенде и БД: гидрогеологическое районирование (бассейны подземного стока по ВСЕГИНГЕО, 1990,

1998), характеристика гидрогеологических подразделений, водопроявления (месторождения пресных и минеральных подземных вод, водообильные зоны, родники).

Геоэкологическая карта (рис. 11) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь» [5] с обновлением. В легенде и БД: ландшафтно-геологические системы: ландшафтные зоны и подзоны, ландшафтные комплексы, морфогенетические комплексы четвертичных отложений; эко-геохимическая обстановка: комплексные литогеохимические и гидрогеохимические аномалии; геодинамические процессы; состояние компонентов природной среды: загрязнение крупных водоемов и рек, загрязнение атмосферного воздуха городов и территорий; основные техногенные комплексы и объекты.

Гидрогеоэкологическая карта (рис. 12) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь» [5] с обновлением. В легенде и БД: гидрогеологические подразделения; водообильные зоны; защищенность и загрязнение первого от поверхности водоносного подразделения; загрязнение подземных вод на крупных водозаборах; загрязнение поверхностных вод.

Карта экологической оценки состояния природно-геологической среды (рис. 13) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь» [5] с обновлением. В легенде и БД: 320 участков экологической оценки на основе эколого-гидрографического районирования; критерии оценки состояния природной среды и ее компонентов; экологическое состояние компонентов природной среды; направленность изменений компонентов природной среды; оценка по административным районам влияния геологической среды на здоровье людей; ранжирование территории по 10 критериям, по общей 100-балльной оценочной шкале на 4 класса экологической опасности: нормы, риска, кризиса, бедствия.

Ландшафтно-геохимическая карта (рис. 14) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь» [9] с обновлением. В

легенде и БД: ландшафтно-геохимическое районирование; генетический тип ландшафта и геоморфологическая характеристика; геохимическая характеристика: комплексные литогеохимические аномальные зоны, ассоциации аномальных элементов в почвах с площадным распространением.

Карта твердых полезных ископаемых (рис. 15) составлена по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь» [15] с обновлением. В легенде и БД: горючие ископаемые (торф), чёрные металлы (железо, марганец, хром), цветные металлы (алюминий, титан, медистые песчаники), редкие металлы (стронций), благородные металлы (золото, платина), ресурсы горнохимического сырья, ресурсы горно-технического сырья, минерально-строительные ресурсы, самоцветы и поделочные камни (алмазы, уваровит, цитрин, селенит), ресурсы минерального сырья для сельского хозяйства, минеральные краски (волконскоит, охра).

Карта месторождений нефти и газа (рис. 16) составлена по материалам ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» [14]. В легенде и БД отражены 238 месторождений нефти и газа (распределенный и нераспределенный фонд по состоянию на 01.01.2012 г.).

Карты Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей (рис. 17) составлены по материалам ФГУП «Геокарта-Пермь», ООО ПГГК [16, 11] с обновлением. В легендах и БД: на геологической карте и разрезе дана характеристика стратиграфических подразделений, характеристика обстановки и объектов: разрабатываемых участков, детально разведанных участков, обрабатываемых (отработанных) полей рудников, нефтегазовых месторождений, месторождений подземных вод и водозаборов, солеразведочных скважин и др.; на карте тектонической трещиноватости отображено геодинамическое зонирование по условиям тектонической трещиноватости, показаны разломы в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле по материалам геофизических и геологических исследований.

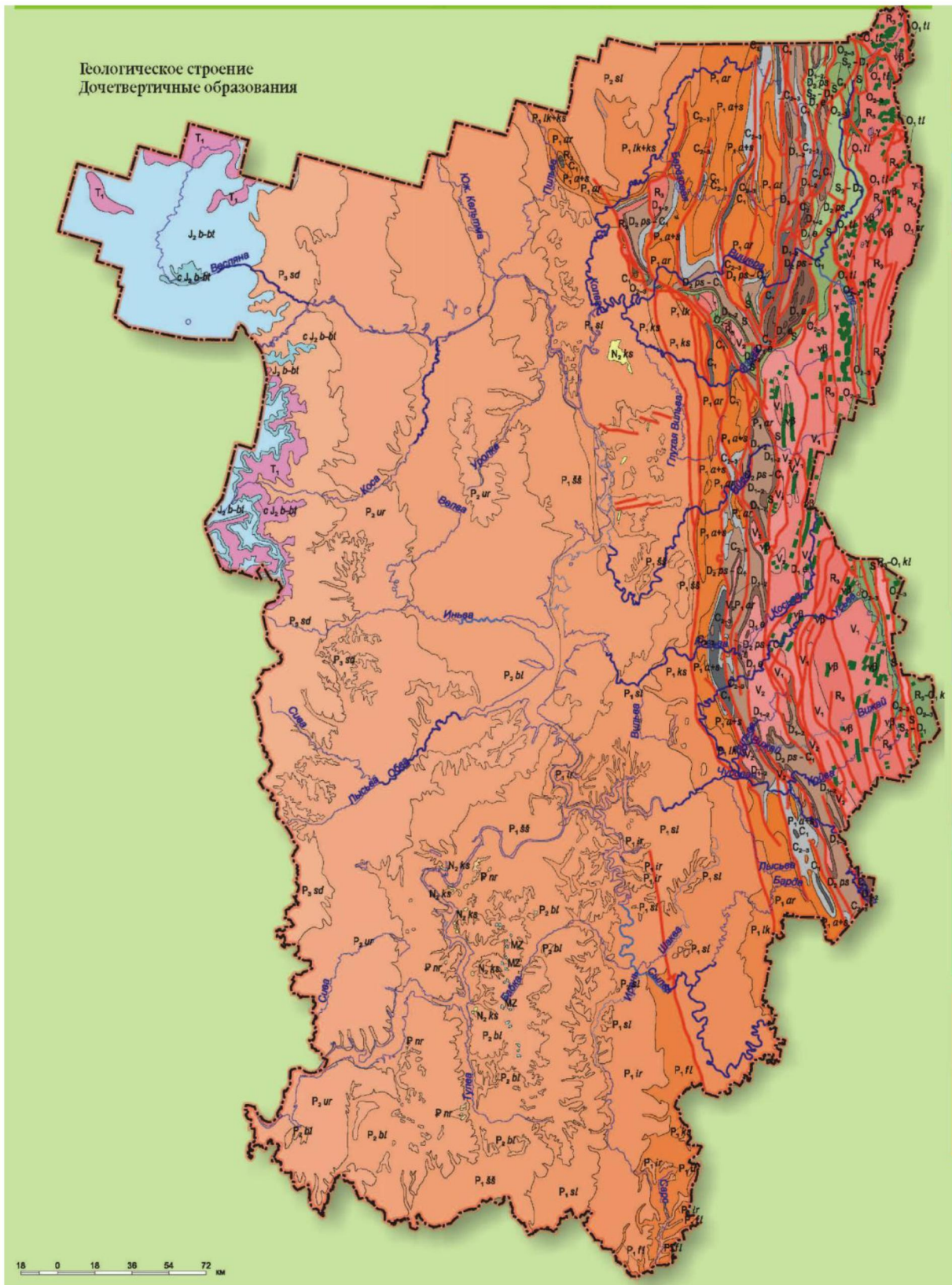


Рис. 2. Геологическая карта дочетвертичных образований

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ			
Кайнозойский структурный этаж			
НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА		N₃kr	Кустанайская свита. Аллювиальные отложения V надпойменной террасы. Суглинки, супеси, пески, гравий
ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА		P_{pr}	Наурузумская свита. Аллювиальные отложения VI надпойменной террасы. Супеси белоземные, глины пестроцветные, галечники
Мезозойский структурный этаж			
		MZ	Суглинки пестроцветные, глины песчанистые, супеси, пески, галечники
ЮРСКАЯ СИСТЕМА	СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	J₃₋₄tr	Пески кварцевые и полимиктовые с линзами гравия и глины, иногда слюдястые, галечники, алевролиты
		J₂₋₃tr	Рудная толща. Глины, пески с конкрециями и прослоями сидерита и лимонита
ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА	НИЖНИЙ ОТДЕЛ	T₁	Глины известковистые со стяжениями и прослоями мергелей и известняков, пески, песчаники, конгломераты, гравийно-галечный материал
Палеозойский структурный этаж			
ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	СЕВЕРОВИНСКИЙ ЯРУС	P₁sf Глины с редкими прослоями известняков, мергелей и алевролитов, песчаников с линзами конгломератов
	СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	УРЖУМСКИЙ ЯРУС	P₂ur Глины, алевролиты, известняки, мергели пестроокрашенные, линзы конгломератов из галек местных и уральских пород, линзы волконскоита
		КАЗАНСКИЙ ЯРУС	P₃ka Белебеевская свита. Глины, алевролиты красно-бурые известковистые, мергели, песчаники с линзами конгломератов
	НИЖНИЙ ОТДЕЛ	УФИМСКИЙ ЯРУС	P₄uf Шешинская свита. Аргиллиты красновато-коричневые, песчаники, участками мадистые, прослои мергелей, известняков, гипса, на севере – линзы конгломератов
			P₅uf Соликамская свита. Известняки, доломиты, алевролиты, песчаники с прослоями конгломератов; на юге – прослои мергелей и гипсов
			P₆uf Ирэнская свита. Доломиты, доломитизированные известняки с прослоями ангидритов, мергелей, карбонатные брекчии, березниковская подсвита – каменная соль, сильвиниты, карналлиты, ангидриты, доломиты, мергели, глины
			P₇uf Кошелевская свита. Конгломераты с прослоями гравелитов, песчаников, алевролитов, местами прослои известняков и доломитов
		P₈uf Лекская и кошелевская свиты. Песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, ангидриты, известняки, прослои гипса	
		P₉uf Лекская свита. На севере – известковистые аргиллиты, песчаники, конгломераты; на юге – ангидриты, глины, алевролиты	
		P₁₀uf Филипповская свита. Ангидриты, аргиллиты, известняки, алевролиты, иногда загипсованные	
	P₁₁uf Доломиты известковые, песчаники, сланцы глинистые, конгломераты		
	P₁₂uf Известняки, доломиты известковистые и загипсованные, конгломераты с прослоями песчаников и аргиллитов		
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА	СРЕДНИЙ, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ	C₂₋₃	Известняки органогенные, доломиты, мергели, алевролиты, аргиллиты
	СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	C₁	Известняки, доломиты, алевролиты, аргиллиты, мергели
	НИЖНИЙ ОТДЕЛ	C₀	Доломиты, известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники с прослоями каменного угля
ДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА			
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА	ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ	D₃	Песчаники, аргиллиты, алевролиты, известняки, доломиты
	СРЕДНИЙ ОТДЕЛ	D₂pe	Пашийская свита. Кварцевые песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов
	НИЖНИЙ, СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ	D₁ca	Песчаники, конгломераты мелкогалечные, известняки, аргиллиты
	НИЖНИЙ ОТДЕЛ	D₀e	Песчаники, прослоями гравийные, конгломераты мелкогалечные, местами алмазоносные (такатинская свита)
СИЛУРИЙСКО-ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА			
СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА		S₂₋₃	Известняки, доломиты, сланцы глинистые и кремнистые, кварцитопесчаники
ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА	СРЕДНИЙ, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ	O₂₋₃	Известняки, доломиты, мергели, сланцы известковистые, в основании песчаники и конгломераты
	НИЖНИЙ, СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ	O₁₋₂	Конгломераты, гравелиты, песчаники
	НИЖНИЙ ОТДЕЛ	O₀tl	Тельпосская свита. Конгломераты галечные и валунные, часто в переслаивании с песчаниками
РИФЕЙ ИЛИ ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА		O₀tr	Саранхалпернская свита. Гравелиты, конгломераты, сланцы, прослои эффузивов основного состава, туфов и туффитов
РИФЕЙ ИЛИ ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА		R₁₋₂kl	Колпаковская свита. Сланцы с прослоями эффузивов основного состава, туфов и туффитов
Верхнедевонский структурный этаж			
ВЕНД	ВЕРХНИЙ	V₃	Сыльвицкая серия. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, тиллитовидные конгломераты (кочешорская, усть-сыльвицкая, чернокаменная, переволская, старопечнинская свиты)
	НИЖНИЙ	V₂	Серебрянская серия. Сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, тиллитовидные конгломераты; прослои известняков, щелочных базальтоидов, эффузивов основного состава, фосфоритов (илья-вожская, чурочная, керноская, бутонская, койвинская, гаревская, танинская, першинская, вильвенская свиты)
РИФЕЙ	ВЕРХНИЙ	R₃	Басегская и каратауская серии. Кварцитопесчаники, сланцы филлитовидные, мраморизованные известняки, доломиты, метаморфизованные эффузивы и туфы основного состава, щелочные базальтоиды (усть-чурочинская, низьвенская, даминская, рассольнинская, усьвинская, федотовская, осланская, кльктанская, колпаковская, чувальская, велсовская, ишеримская свиты)
	СРЕДНИЙ	R₂	Юрмагинская серия. Метаморфизованные сланцы, мраморы, мраморизованные известняки, доломиты, кварцитопесчаники, песчаники (мойвинская, расьинская, синегорская свиты)
Интрузивные образования			
		T	кислого состава (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты, порфириновые и гнейсовые граниты)
		У	ультрамафиты (дуниты, гарцбургиты, перидотиты, хромиты, серпентиниты сарановского и вишерского комплексов)
		Д	дайки, силлы и штоки габбро-диабазов и связанных с ними диабазов, диабазовых порфиритов и пикритов
— тектонические нарушения			

Условные обозначения к рис. 2

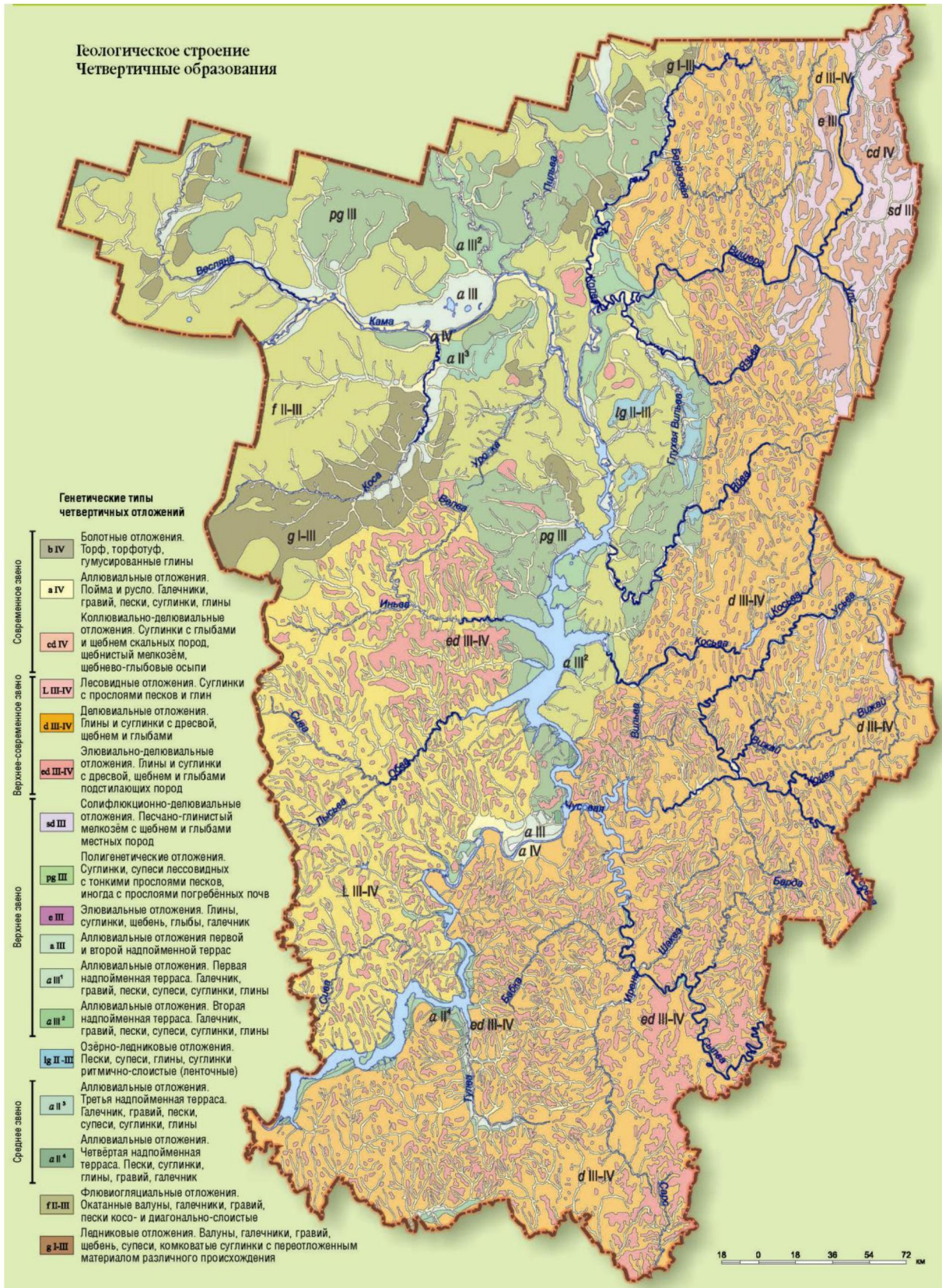


Рис. 3. Геологическая карта четвертичных образований

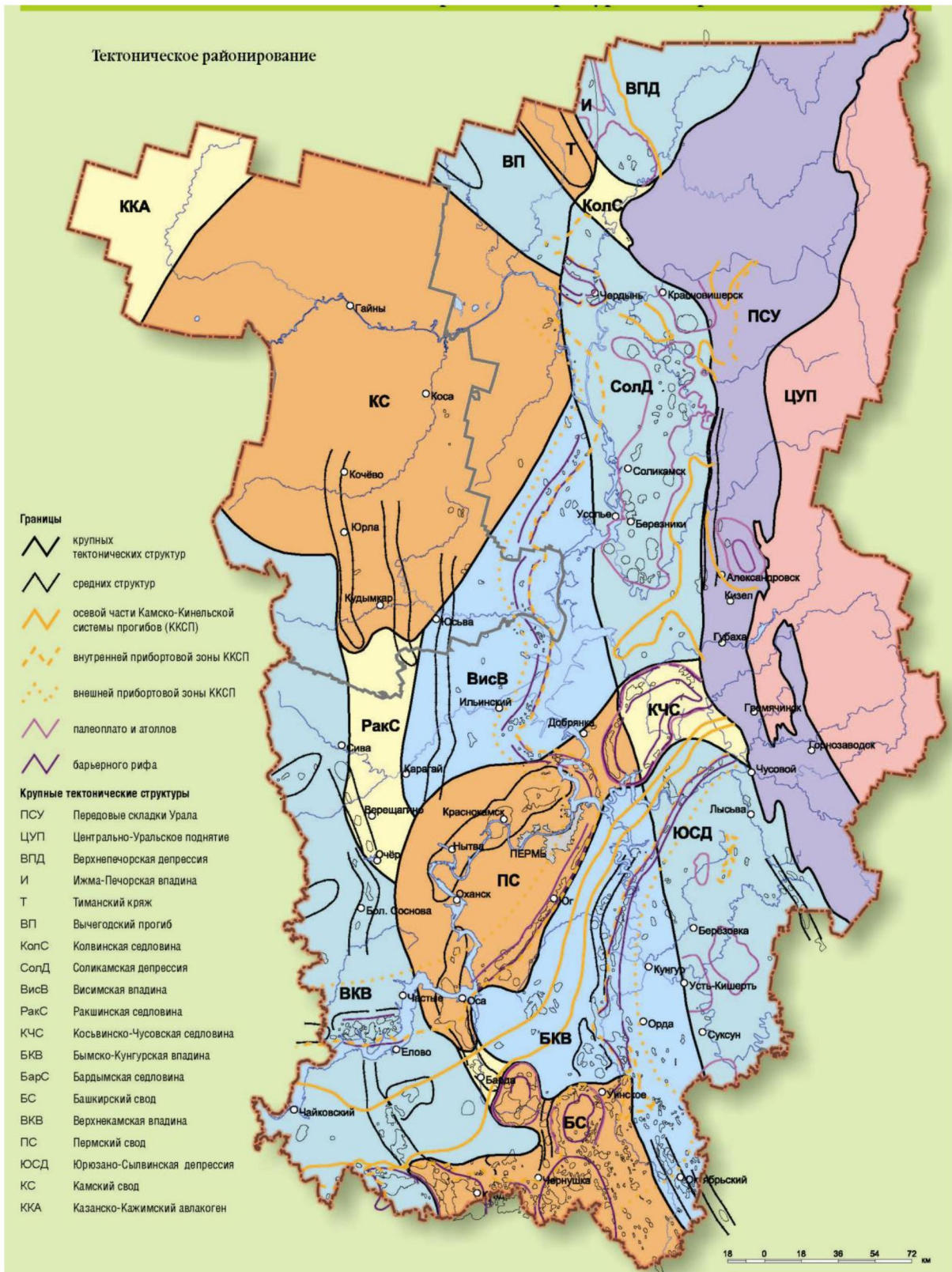


Рис. 4. Карта тектонического районирования



Рис. 5. Карта неотектонических блоковых структур

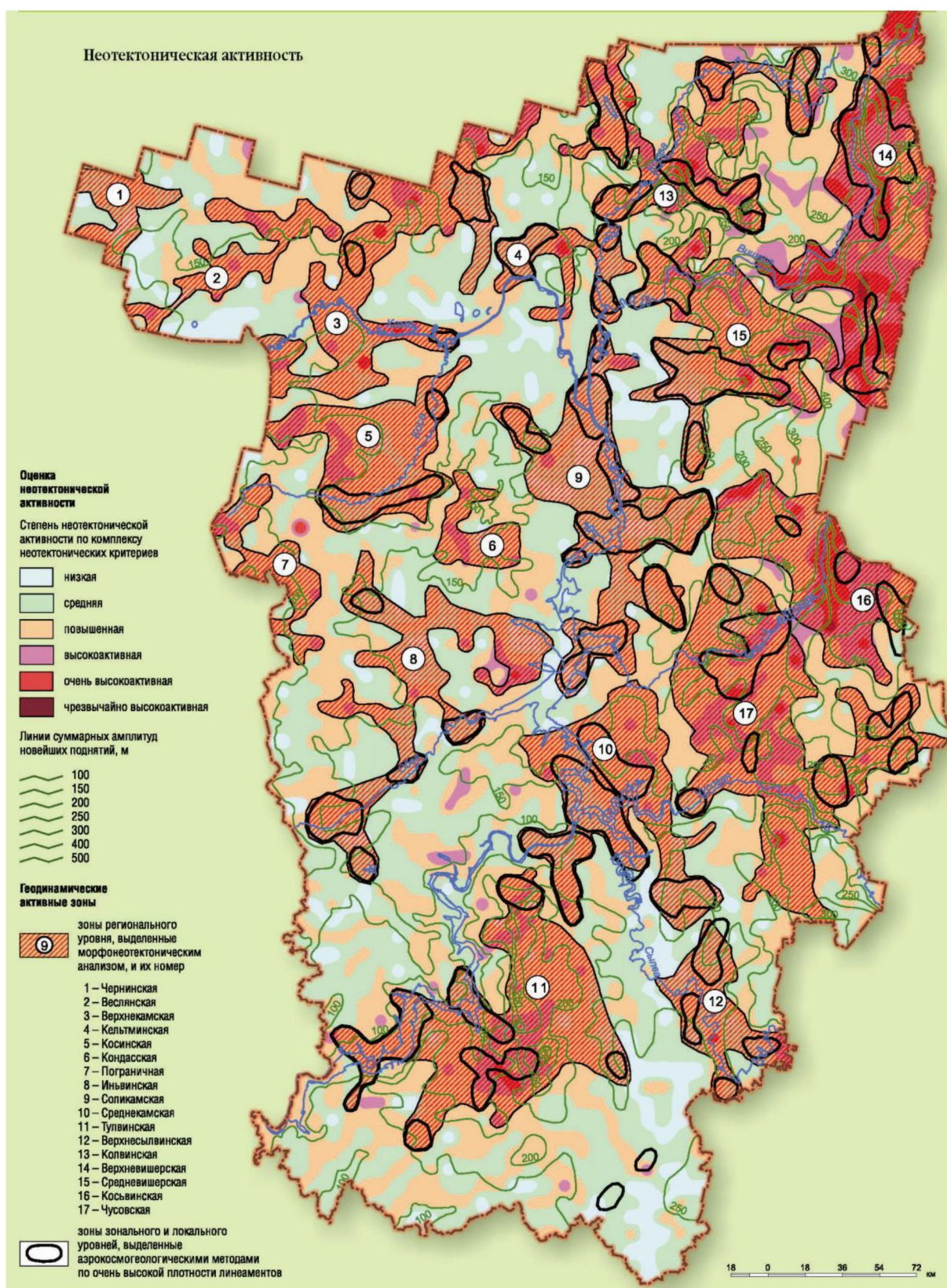


Рис. 6. Карта неотектонической активности

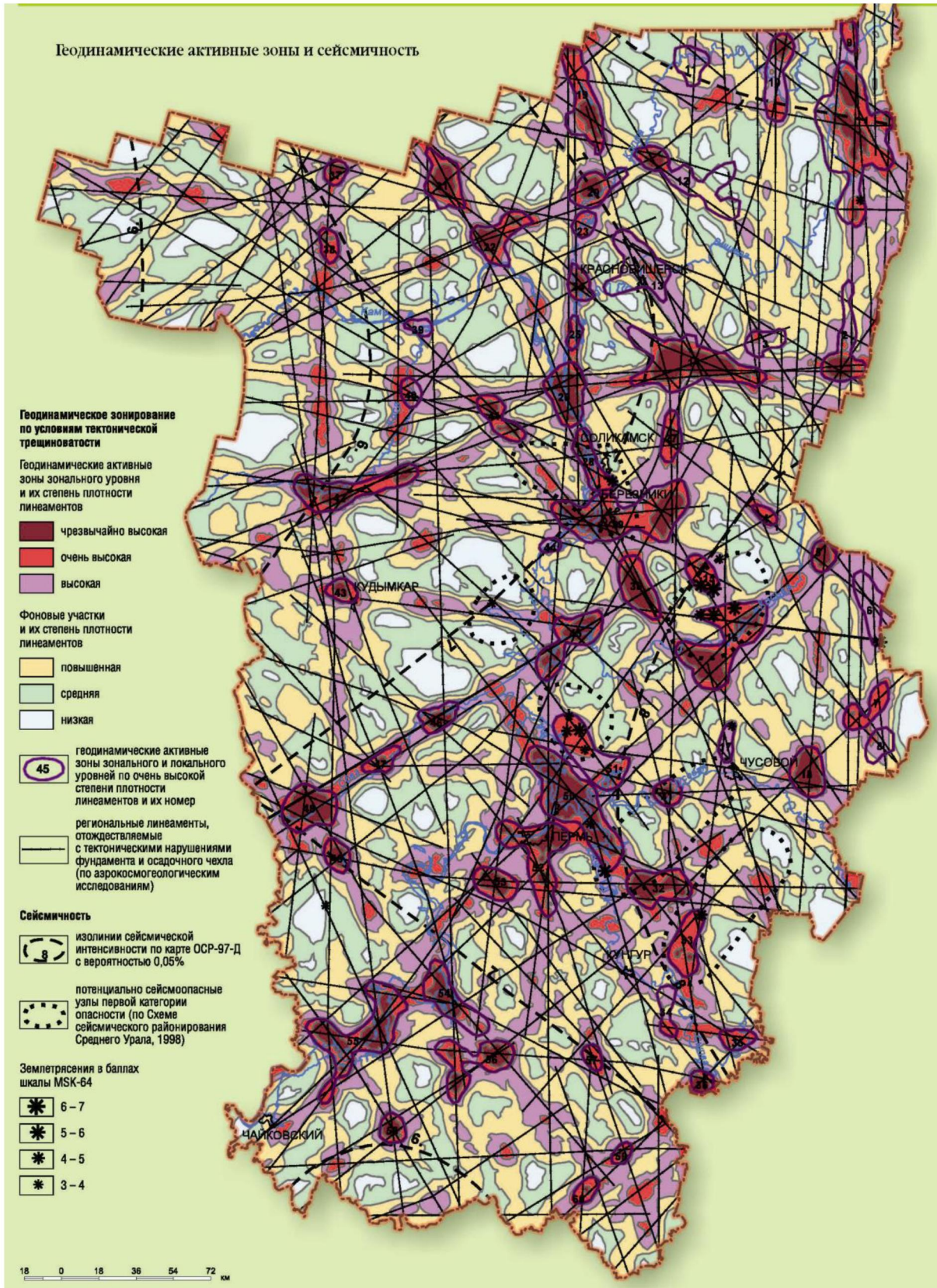


Рис. 7. Карта геодинамических активных зон и сейсмичности

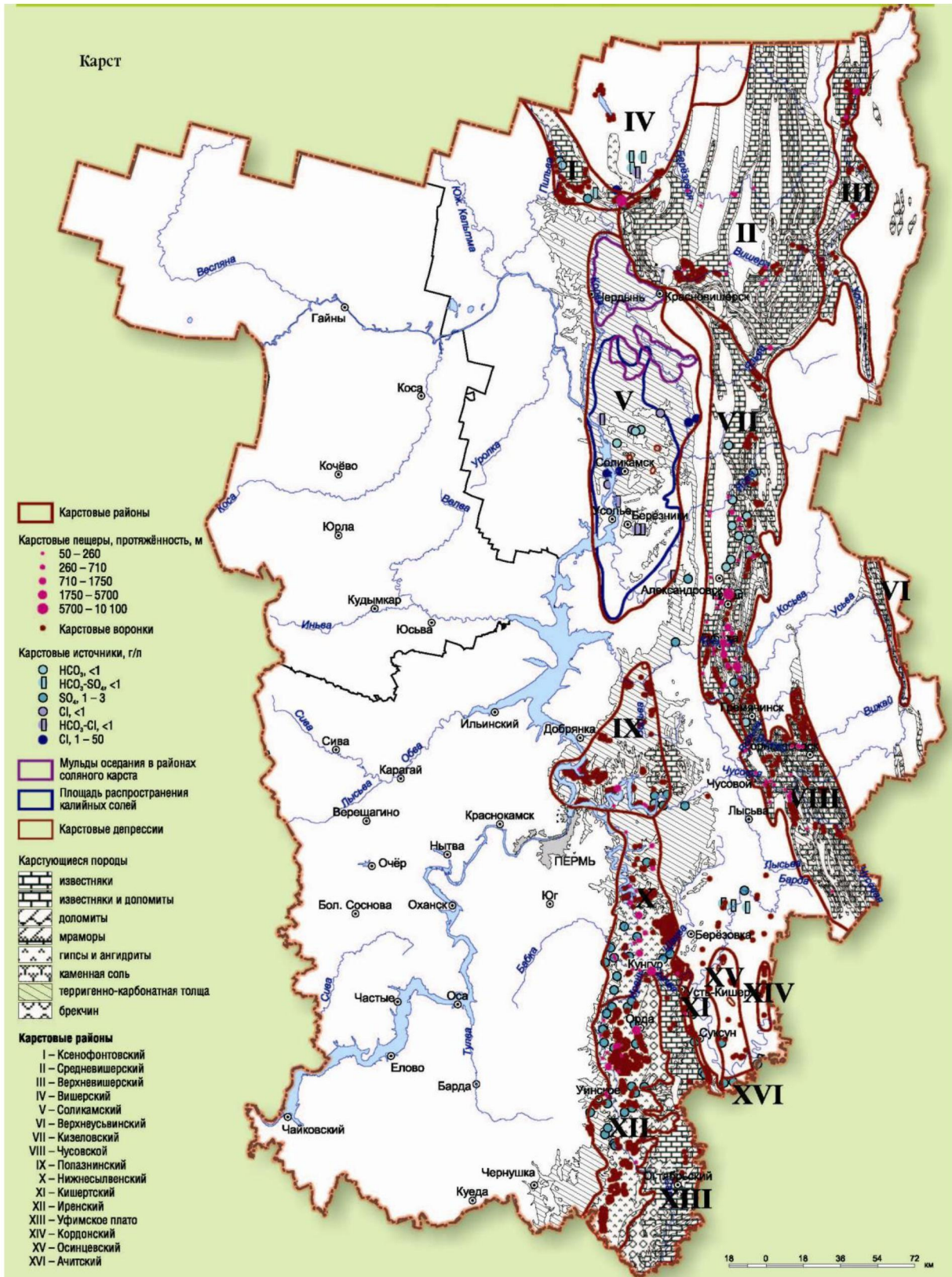


Рис. 8. Карта карста

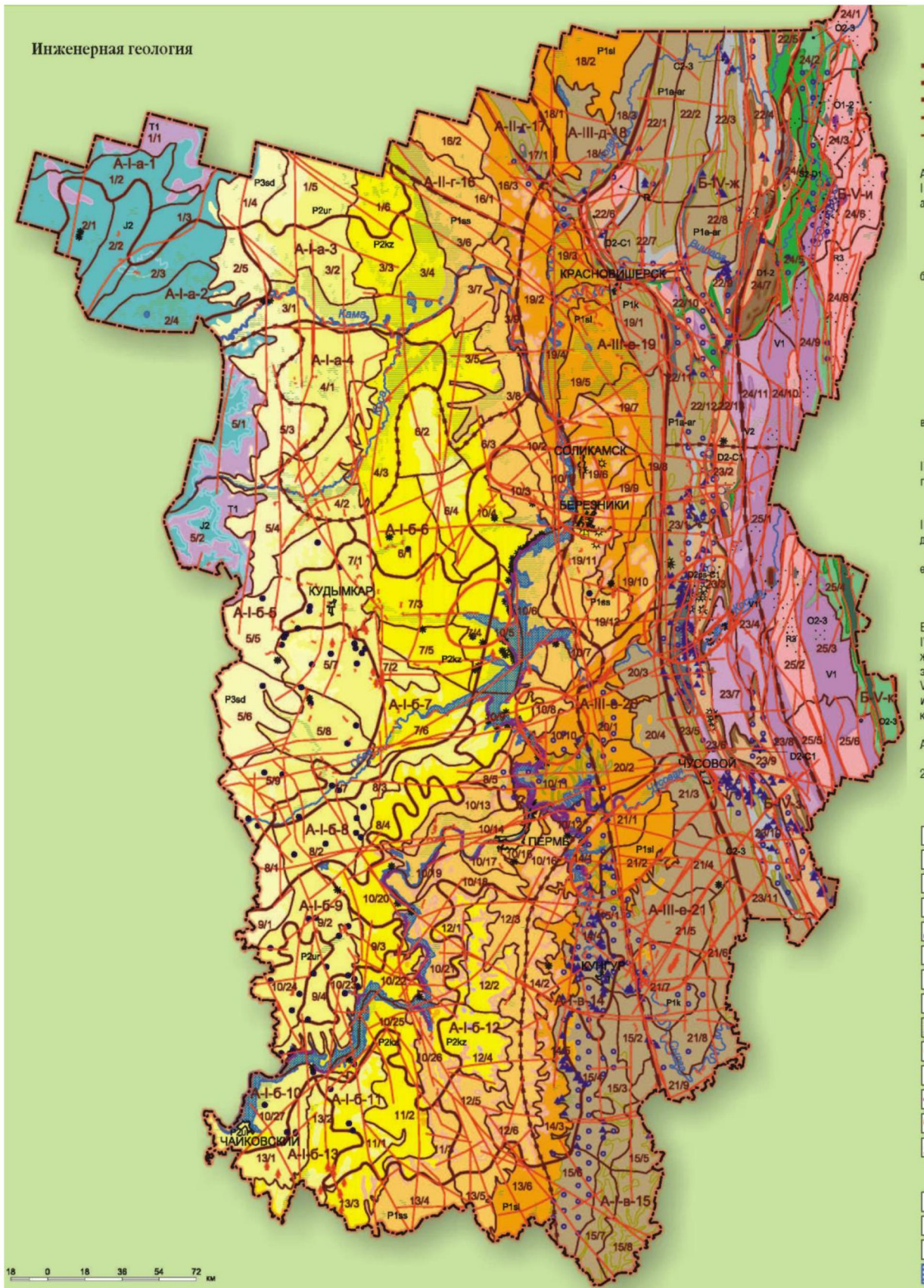


Рис. 9. Инженерно-геологическая карта



Условные обозначения к рис. 9

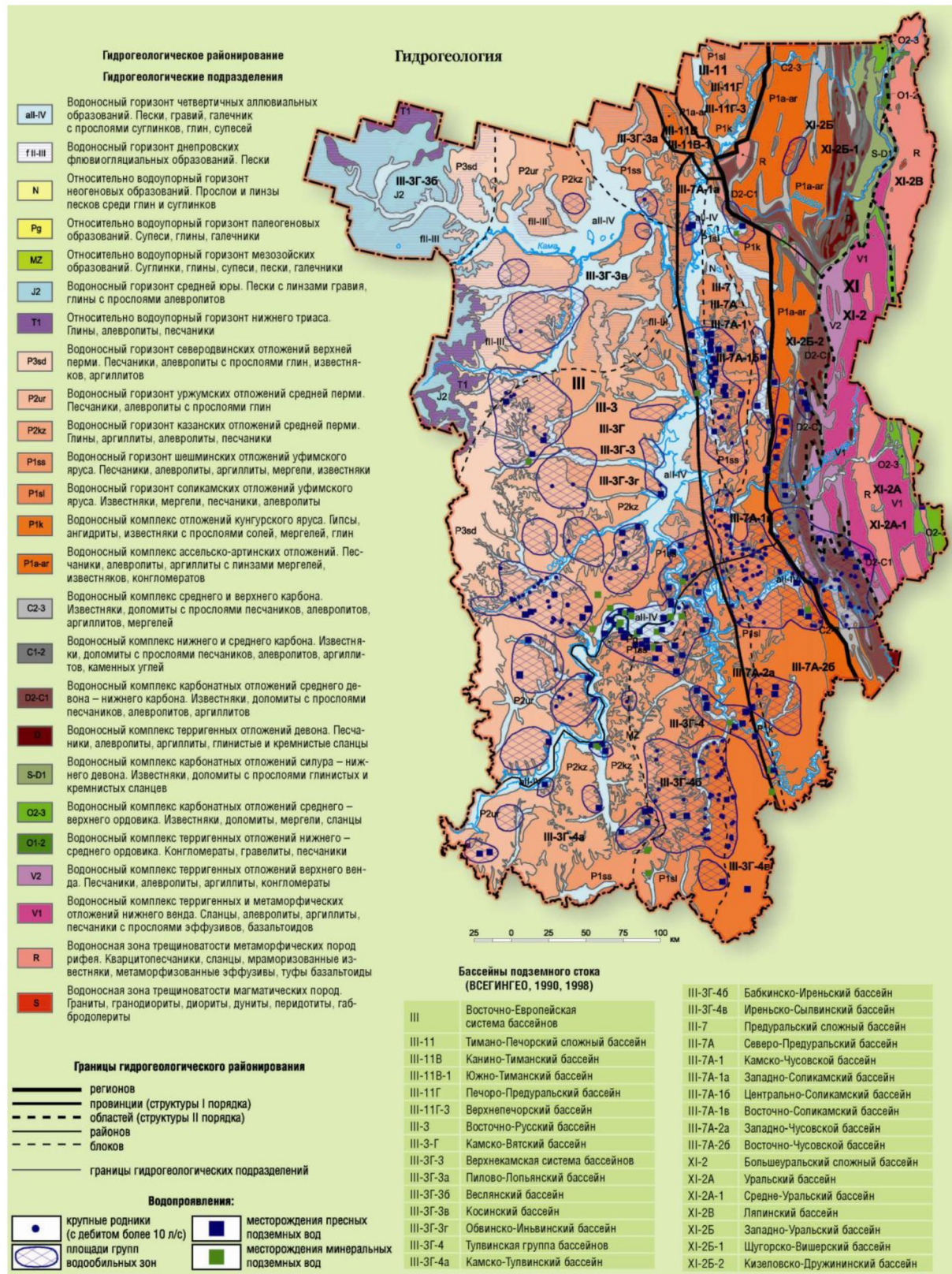


Рис. 10. Гидрогеологическая карта

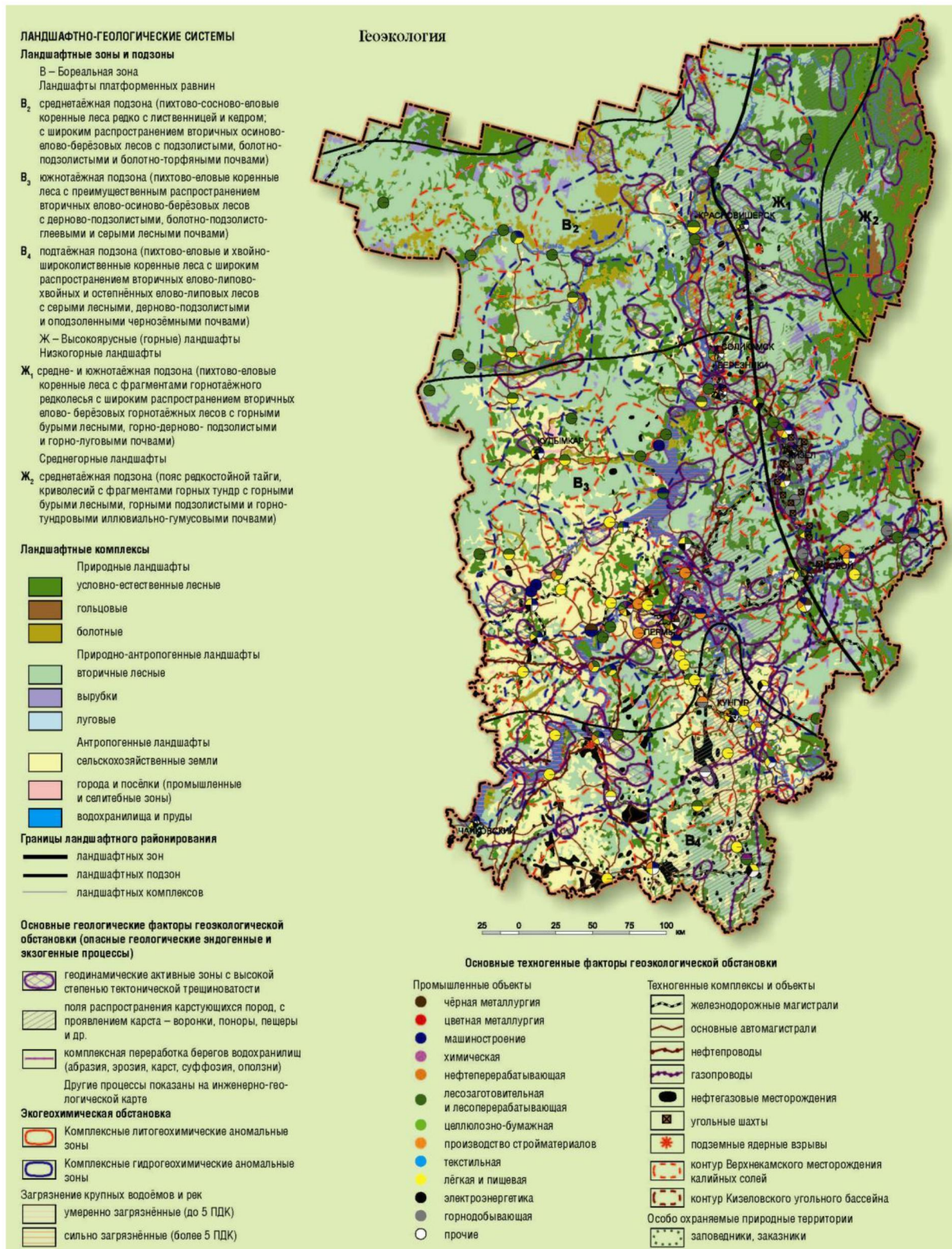


Рис. 11. Геоэкологическая карта



Рис. 12. Гидрогеоэкологическая карта

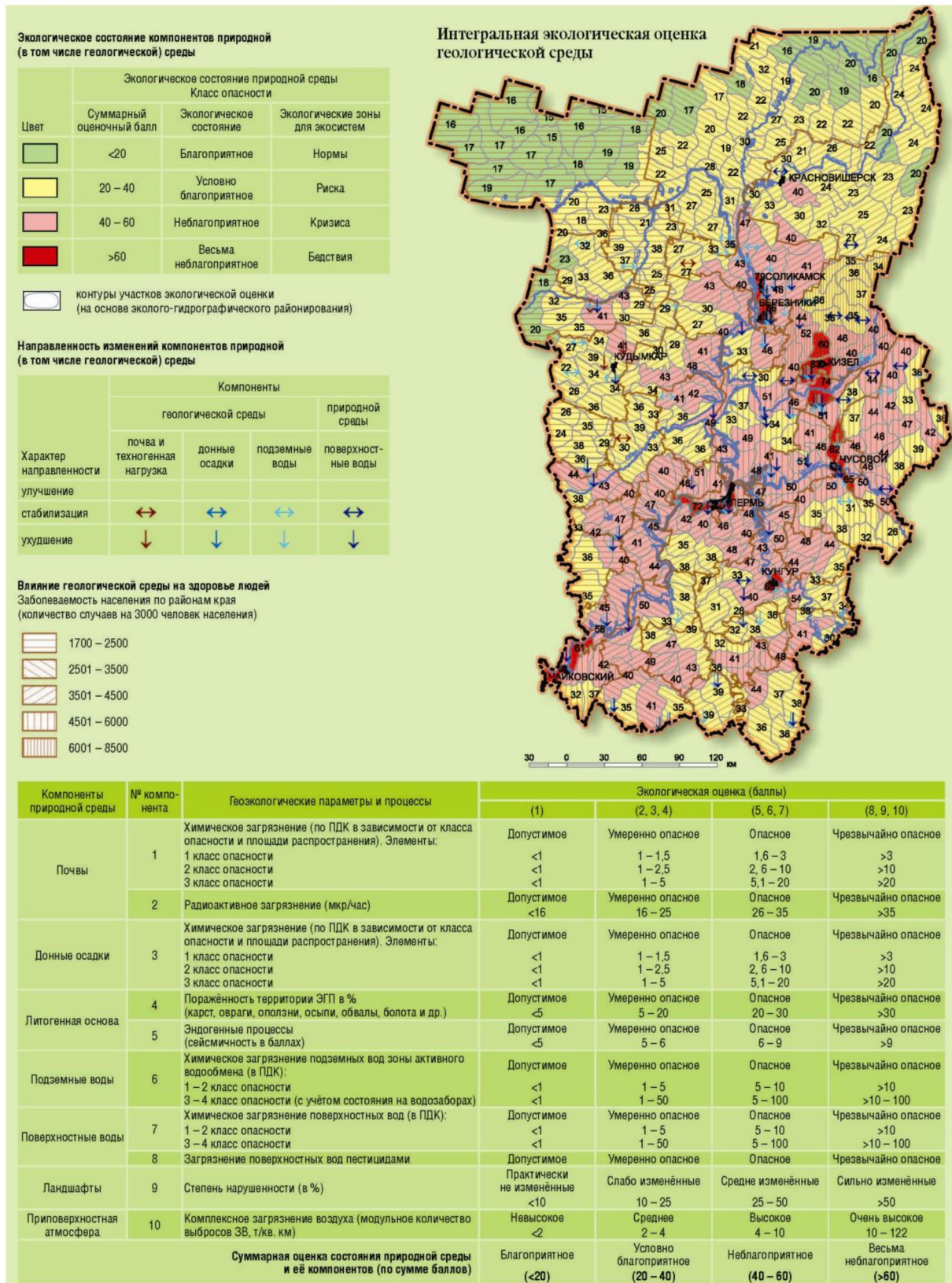


Рис. 13. Карта экологической оценки состояния природно-геологической среды

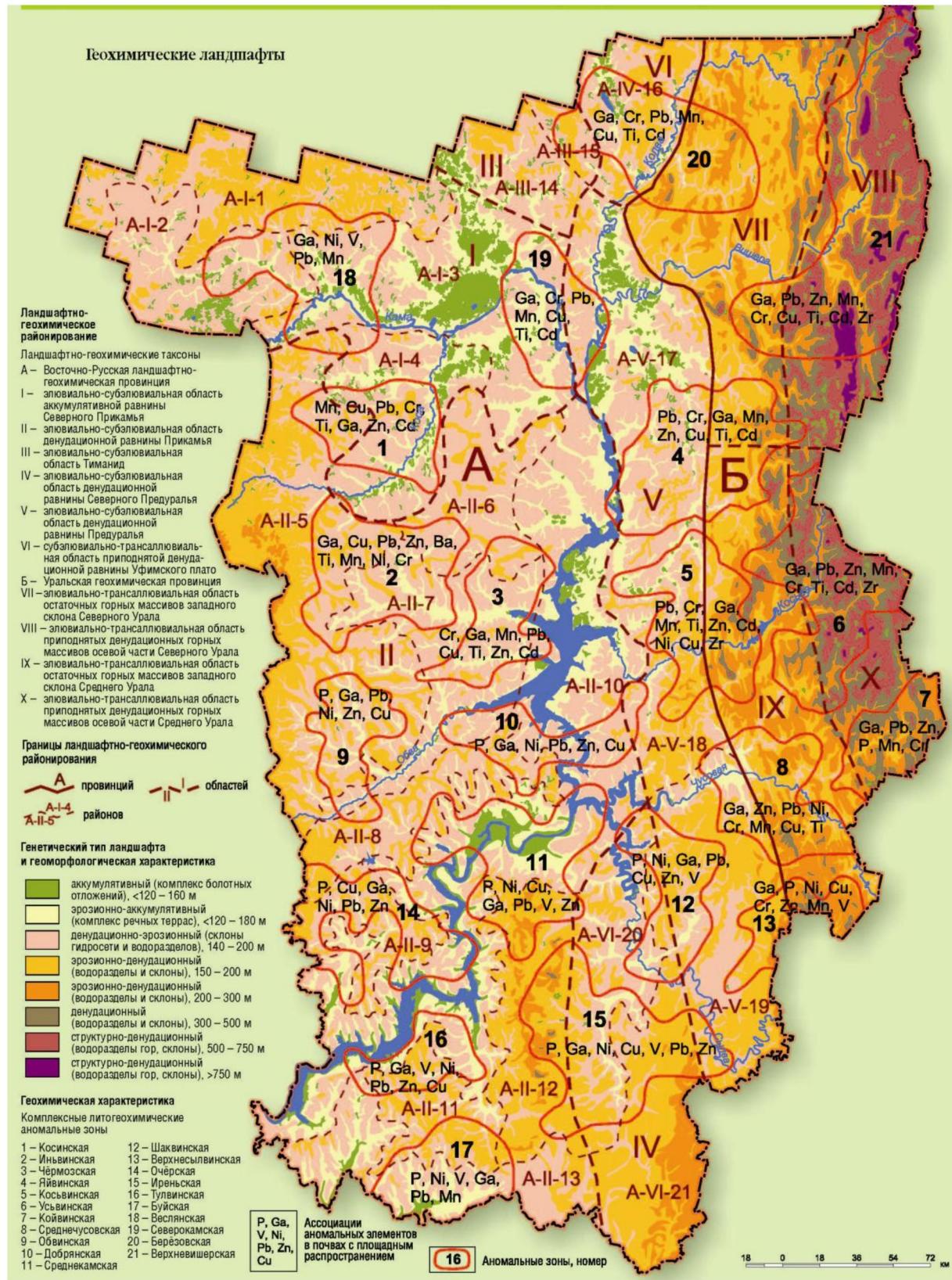


Рис. 14. Ландшафтно-геохимическая карта

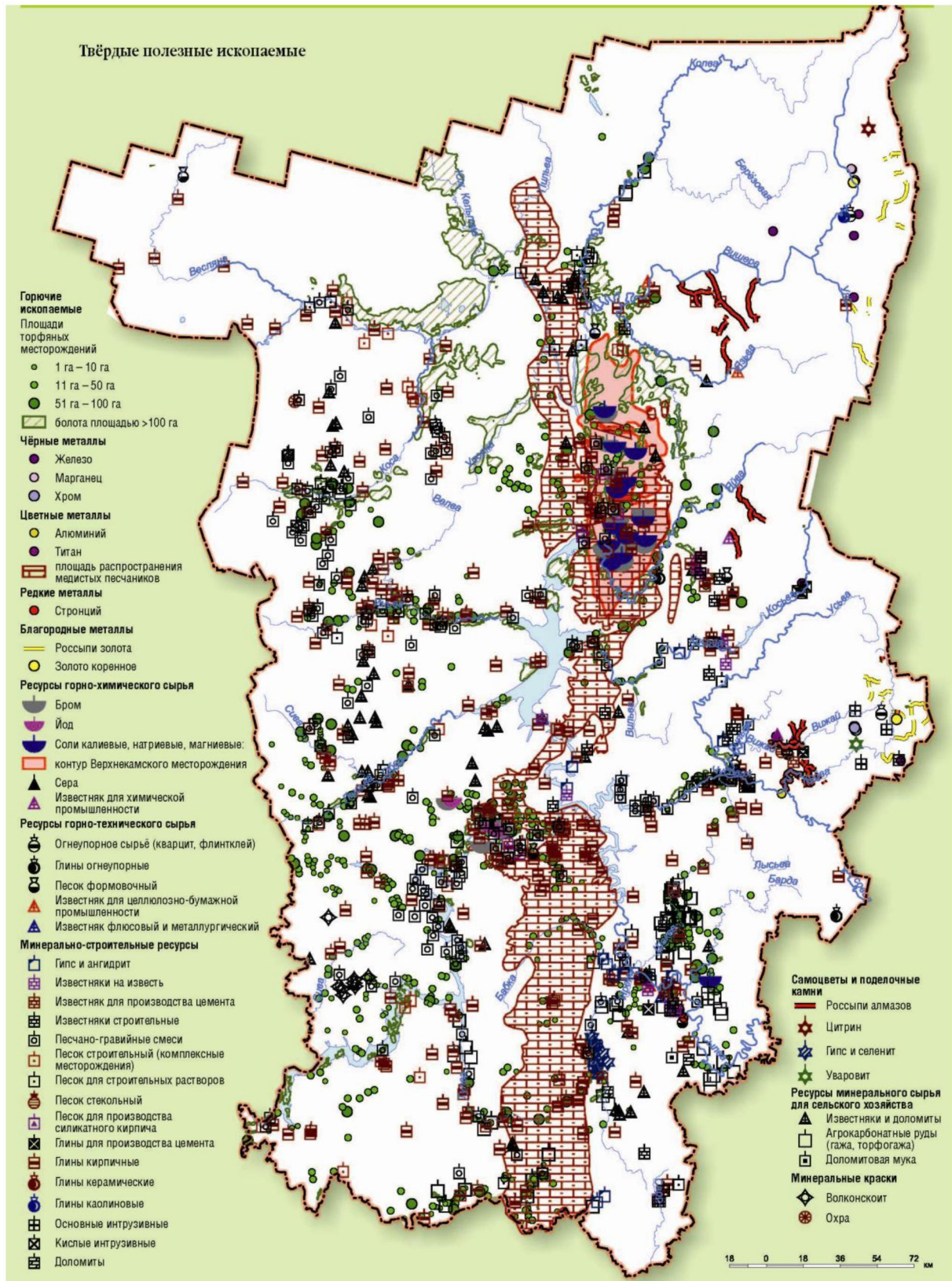


Рис. 15. Карта твердых полезных ископаемых

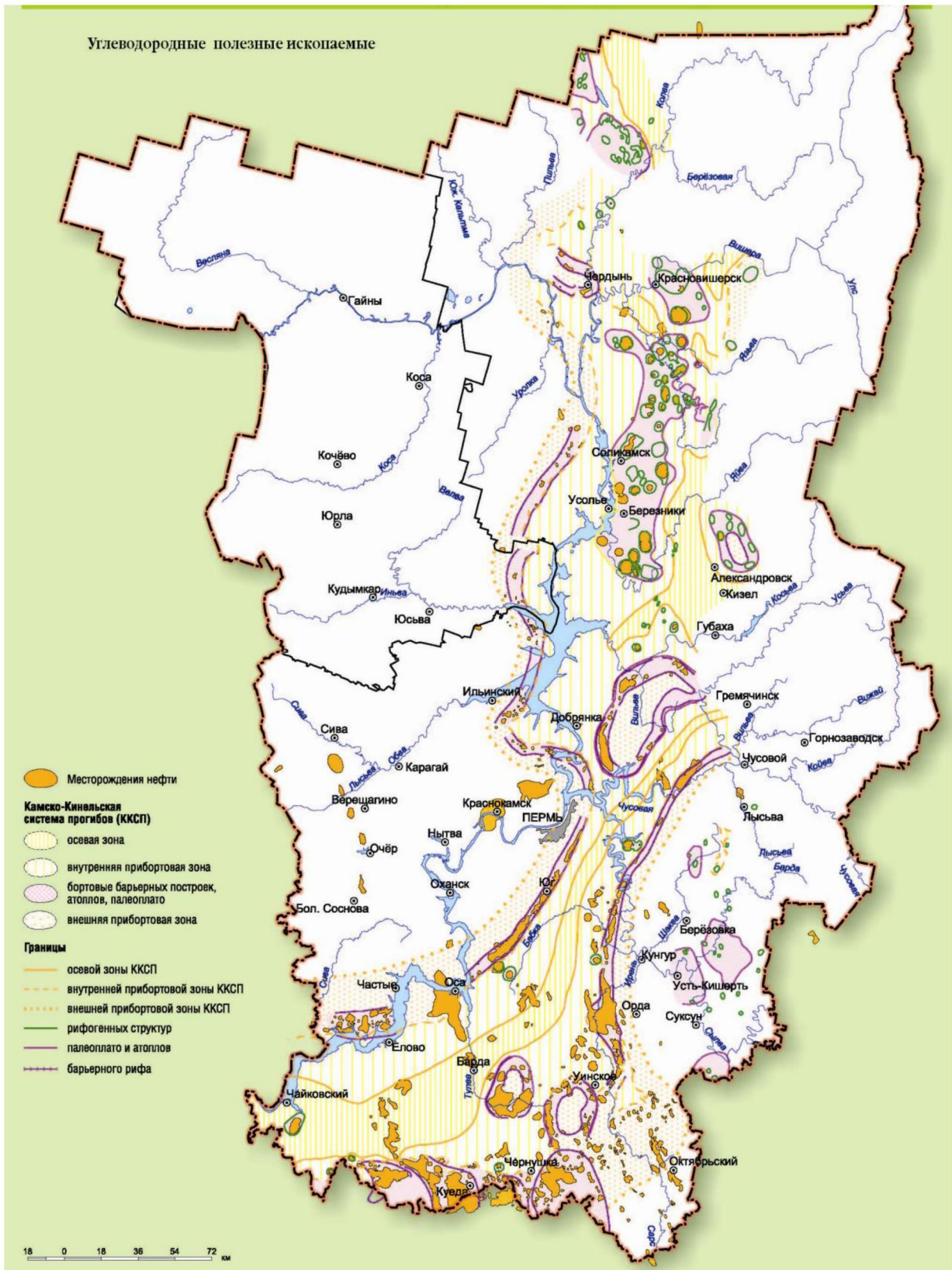


Рис. 16. Карта месторождений нефти и газа

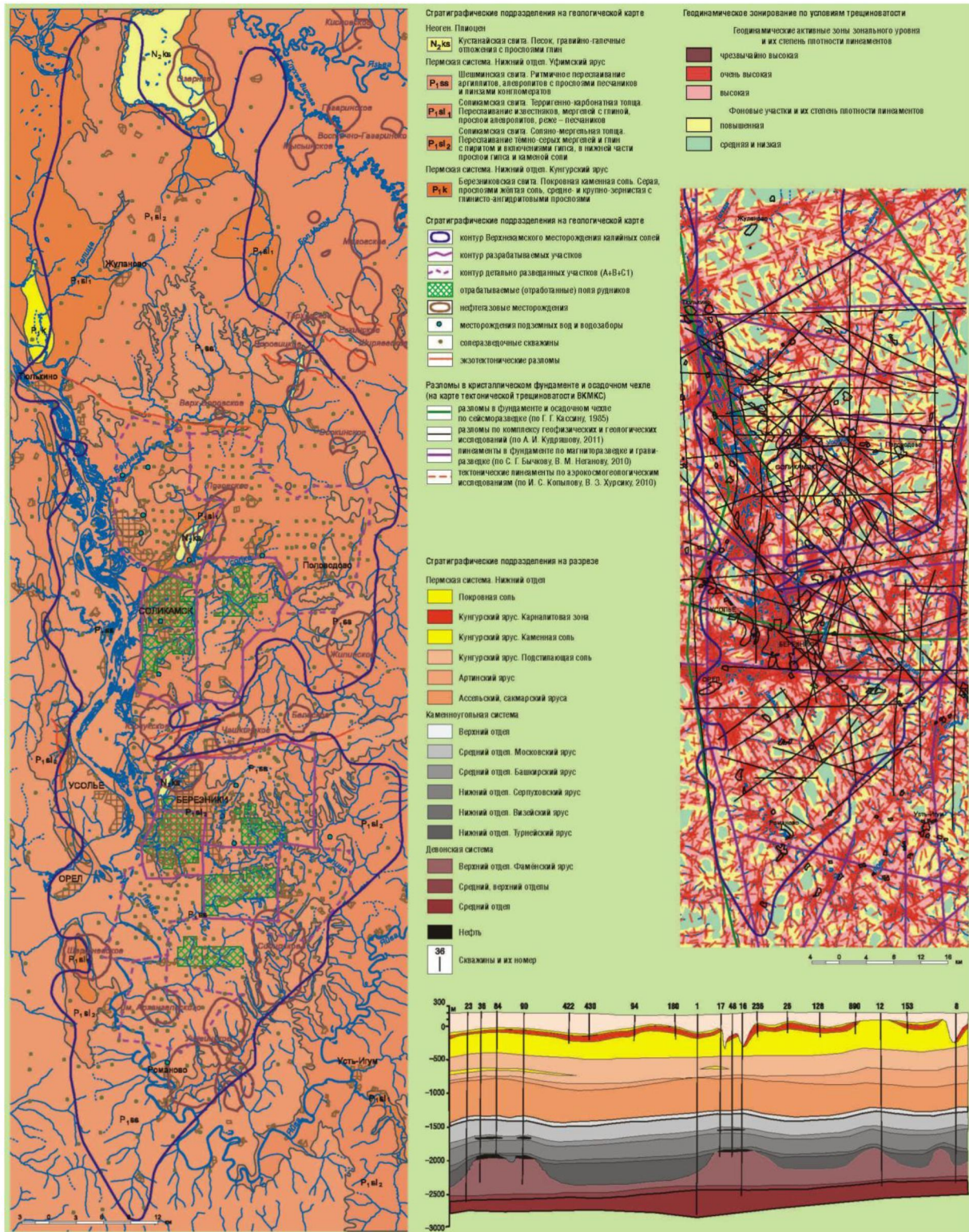


Рис. 17. Карты Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей

Разработанный ГИС-Атлас имеет большие возможности практического применения в геологии для решения различных задач природопользования и геологической безопасности.

В настоящее время продолжают работы по ведению и обновлению баз данных ГИС-Атласа. Накопленная геолого-геофизическая и геохимическая информация и ее анализ позволят в краткие сроки

создавать десятки новых интегральных карт и сотни параметрических средне-масштабных карт всей территории Пермского края, а также детальных карт от-

дельных районов, которые могут быть использованы для создания нового энциклопедического Атласа.

Библиографический список

1. *Геологическое строение и ресурсы недр. Атлас Пермского края* / под общей ред. А.М. Тартаковского; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь: Уральский рабочий, 2012. 124 с.
2. *Катаев В.Н.* и др. Мониторинг закарстованных территорий Пермской области/ Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2010.
3. *Кашибин С.Н.* и др. Схема сейсмического районирования Среднего Урала масштаба 1 000 000 / ГП «Баженовская геофизическая экспедиция». Екатеринбург, 1998.
4. *Коноплев А.В., Копылов И.С.* и др. Инженерно-геологическое ранжирование территории Пермской области для постановки работ по геологическому изучению недр на общераспространенные полезные ископаемые. Пермь, 2005.
5. *Копылов И.С.* и др. Составление геоэкологической карты Пермской области масштаба 1:500 000 / ПГГСП «Геокарта». Пермь, 2001.
6. *Копылов И.С., Алексеева Л.В.* Составление гидрогеологической карты Пермской области масштаба 1:500 000 на основе создания базы данных «Региональная гидрогеология Пермской области масштаб 1:500 000». С.-Петербург; Пермь, 2002.
7. *Копылов И.С., Алексеева Л.В.* Составление (обновление) серийных легенд государственных гидрогеологических карт масштаба 1:200 000 (Пермская серия) / ФГУП «Геокарта-Пермь». Пермь, 2003.
8. *Копылов И.С.* и др. Составление карты неотектонической активности Пермской области масштаба 1:500 000 (по объекту: создание атласа карт геологического содержания территории Пермской области масштаба 1:500 000) / ФГУП «Геокарта-Пермь». Пермь, 2004.
9. *Копылов И.С.* и др. Составление ландшафтно-геохимической карты Пермской области масштаба 1:500 000 (по объекту: создание атласа карт геологического содержания территории Пермской области масштаба 1:500 000) / ФГУП «Геокарта-Пермь». Пермь, 2004.
10. *Копылов И.С.* Составление карты неотектонических блоковых структур Пермского Приуралья / ООО «ПермНИПИнефть». Пермь, 2006.
11. *Копылов И.С., Хурсик В.З.* Обеспечение территории Пермского края аэрокосмогеологической основой с целью определения нефтеперспективных площадей и участков для включения в программу лицензирования / ООО ПГГК. Пермь, 2010.
12. *Копылов И.С., Коноплев А.В.* Методология геоинформационного картографирования геологической среды для создания ГИС-атласа «Геологическое строение и ресурсы недр Пермского края» // Геоинформационное обеспечение пространственного развития Пермского края: сб. науч. тр./ Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2012. Вып. 5. С. 62–70.
13. *Копылов И.С.* Составление геологического атласа Пермского края // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей/ Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2013. Вып. 16. С. 356–362.
14. *Схема* расположения месторождений нефти и перспективных структур Пермского края по состоянию на 1.01.2011г./ ООО «ЛУКОЙЛ», ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг». Пермь, 2010.
15. *Ушков Б.К.* и др. Геолого-экономическая карта Пермской области масштаба 1:500 000. Минерально-сырьевая база Пермской области и ее административных районов / ПГГСП «Геокарта». Пермь, 2000; 2003.
16. *Харитонов Т.В.* и др. Создание сводных геологической и гидрогеологической карт Верхнекамского месторождения калийных солей масштаба 1:100 000. Листы: Р-40-138; 0-40-5 (в.п.); 6, 7 (з.п.); 17 (в.п.); 18; 19 (з.п.); 29 (в.п.); 30; 31 (з.п.); 42 (с.п.)/ ПГГСП «Геокарта». Пермь, 2002.

Geological Structure and Mineral Resources in the Atlas of Perm Krai

I.S. Kopylov, A.V. Konoplev

Natural-science Institute of the Perm State National Research University, 614990, Perm, Genkelya st., 4. E-mail: georif@yandex.ru

The Atlas of geological maps of Perm Krai in geoinformation technologies (GIS-Atlas) is developed. Maps of the Atlas are made on the basis of modern geological materials, give mainly integrated characteristics, different types of division into districts, typification, and also display separate components of the geological environment. The contents of maps display the main regularities and features of a geological structure of the Western Urals and Priurals – Pre-Quaternary and Quaternary complexes, tectonics, neotectonics, modern geodynamics, hydrogeology, engineering and ecological geology, geochemical landscapes, minerals. GIS-Atlas has great opportunities for practical application in geology for the solution of various problems of environmental management and geological safety.

Key words: *geological maps, geological structure and resources of a subsoil, geoinformation technologies, Perm Krai.*

Рецензент – доктор геолого-минералогических наук Р.Г. Ибламинов

ПЕТРОЛОГИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ

УДК 552.321.6+550.4

Ультрамафиты Муслюмовского массива (северо-восточная часть Южного Урала)**Д.Е. Савельев**

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, 450077, г. Уфа,
ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: savl71@mail.ru
(Статья поступила в редакцию 31 мая 2013 г.)

Рассмотрены состав и строение Муслюмовского ультрамафитового массива. По комплексу признаков массив отнесен к реститам офиолитовой ассоциации. Ультрамафиты характеризуются субхондритовым содержанием редкоземельных элементов, но высокохромистым составом акцессорных шпинелей. Хромитопроявления массива относятся к бедновкрапленному типу, руды сложены высокохромистым шпинелидом.

Ключевые слова: *Муслюмовский массив, ультрамафиты, хромититы, офиолиты.*

Геологическое строение массива

Муслюмовский массив расположен в 70 км севернее г. Челябинска, в пределах Копейской структурно-формационной зоны. Он входит составной частью в Челябинско-Куликовский гипербазитовый пояс (Булькин и др., 1962), огибающий с запада и севера Челябинский гранитный массив. Ультрамафиты ограничены с северо-запада оз. Шугуняк, а с юго-востока – оз. Тишки, большая часть массива и вмещающих палеозойских пород перекрыты неоген-четвертичными отложениями (рис. 1). Лучше всего вскрыта северная часть массива, где расположены село и станция Муслюмово. Здесь находится ряд дорожных карьеров, имеются многочисленные мелкие выемки, неплохо обнажен крутой правый берег р. Теча (рис. 2).

Ультраосновные породы повсеместно подвержены серпентинизации, которая составляет 80-100%. Поскольку характер серпентинизации низкоградный, то в ультрамафитах, как правило, сохранены первичные текстуры и развиты псевдоморфные структуры: оливин замещается петьчататым серпентином, а ортопироксен превращен в бастит. Из первичных минералов присутствуют хромшпинелиды, которые не претерпели вторичных изменений.

Гарцбургиты представлены двумя главными разновидностями: среднекрупнозернистыми (размер зерен ромбического пироксена или бастита 3-6 мм, содержание 15-25%) и мелкозернистыми (размер зерен ортопироксена < 3 мм, содержание около 10%). Дуниты имеют подчиненное значение и диагностированы только в крупных обнажениях (карьеры №1 (т.н. 1815) и №2 (т.н. 1816)). Они образуют в гарцбургитах полосы мощностью

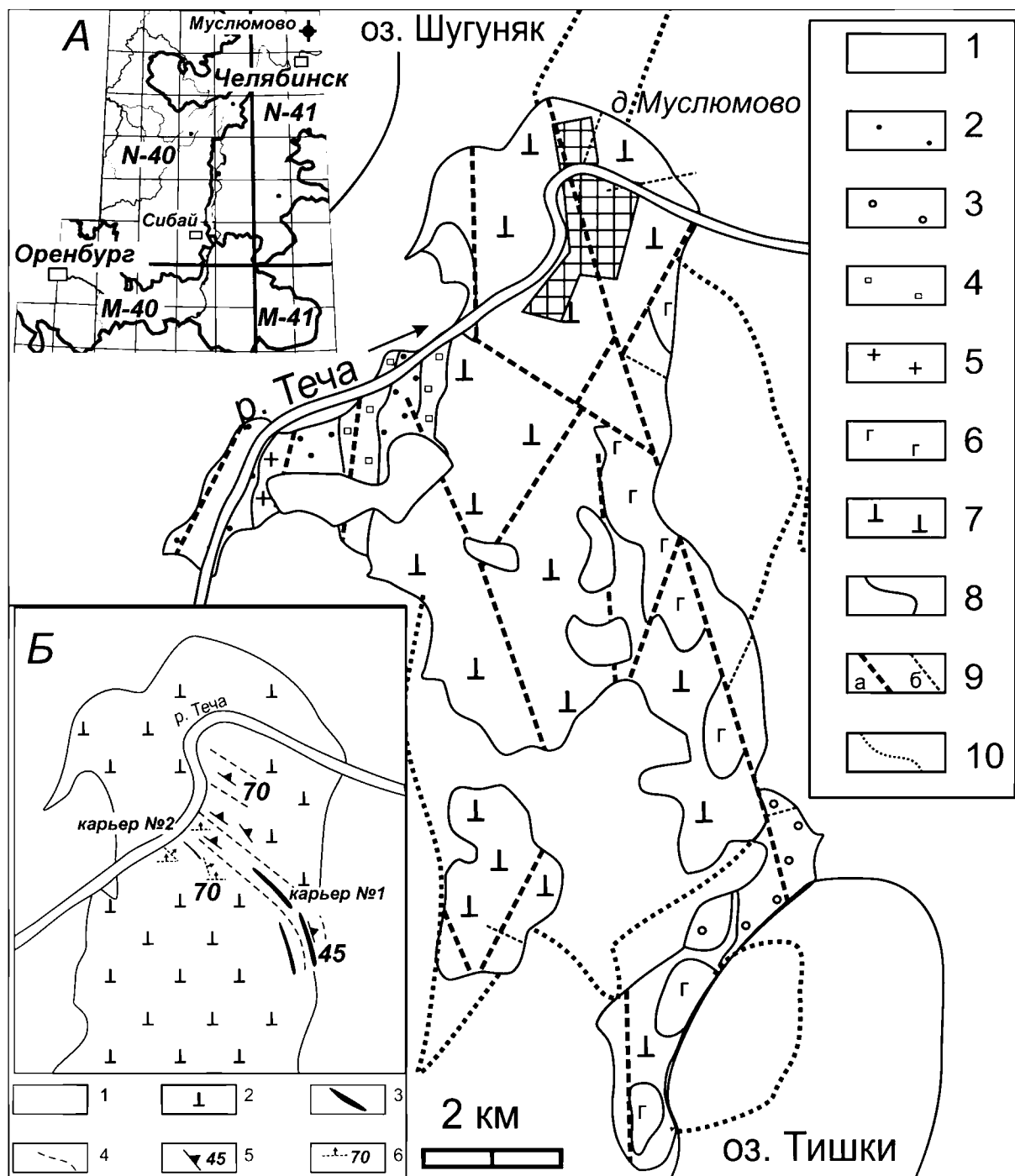


Рис. 1. Геологическое строение Муслюмовского гипербазитового массива (по данным Н.С. Кузнецова и др., 2002): 1 – неоген-четвертичные отложения, 2 – 4 – стратифицированные отложения палеозоя, 5 – гранитоиды, 6 – габброиды, 7 – ультрабазиты, 8 – геологические границы, 9 – разрывные нарушения (а – первого порядка, б – второго порядка), 10 – границы Муслюмовского массива по геофизическим данным. На врезках: А – обзорная схема, Б – детали строения северной части массива; условные обозначения: 1 – покровные отложения, 2 – ультрабазиты дунит-гарцбургитового комплекса, 3 – тела вкрапленных хромитовых руд, 4 – простираение полосчатости в ультрабазитах, 5 – элементы залегания главной системы первичной полосчатости и минеральной уплощенности в ультрабазитах, 6 – то же, второстепенные системы

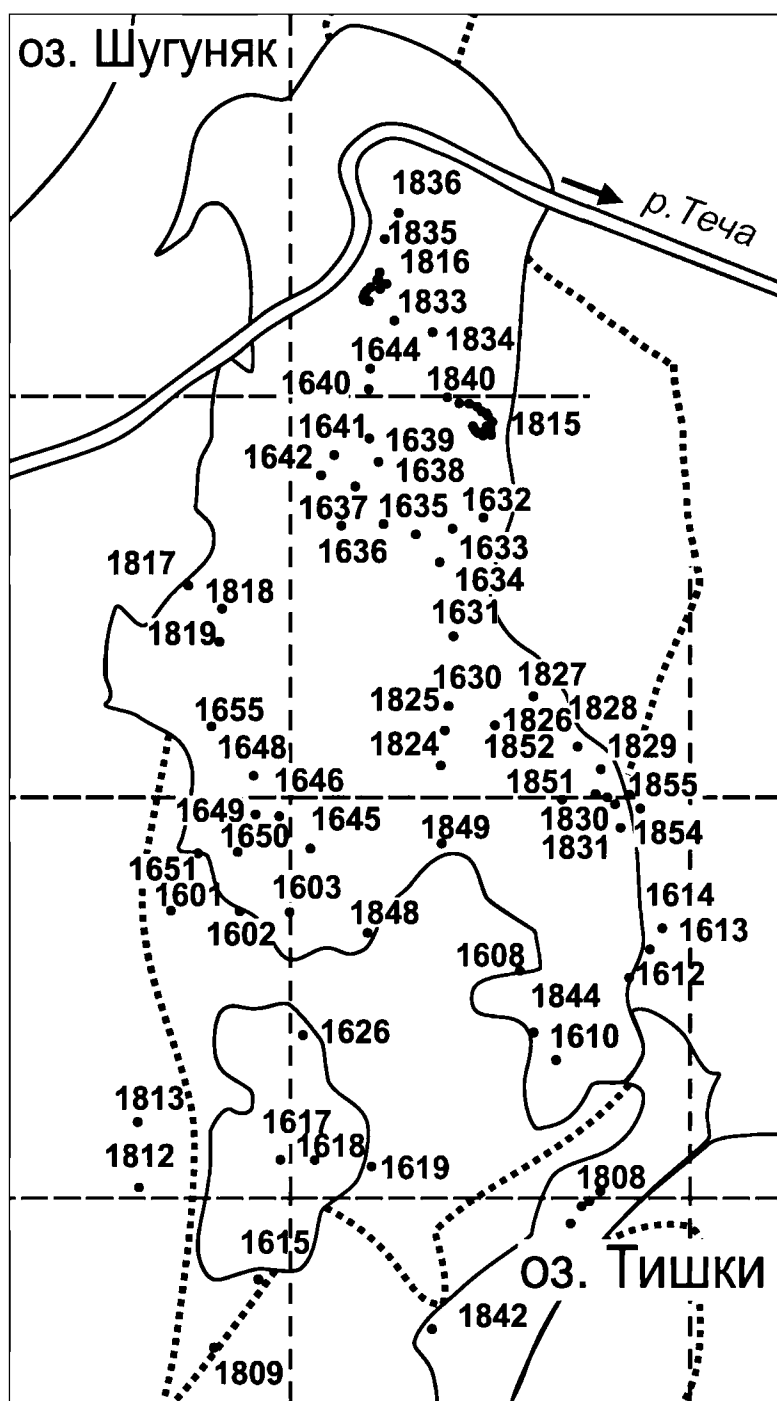


Рис.2. Карта фактического материала по Муслюмовскому массиву

от 1 см до 1,5 м, но не отмечено ни одного более или менее крупного дунитового тела.

Более детально внутреннее строение массива было изучено в двух упомянутых карьерах в его северной части, вблизи д.Муслюмово (рис.1, 2). Здесь обнажаются породы дунит-гарцбургитового комплекса, величина дунитовой составляющей в среднем около 10%. В карьере №2

на берегу р.Теча (т.н. 1816) главная система дунит-гарцбургитовой полосчатости имеет северо-западное простирание (аз.пад. $30-40^\circ \angle 30-50^\circ$), в юго-восточном направлении до карьера №1 (т.н. 1815) это направление сохраняется, а в пределах последнего полосчатость становится субмеридиональной: аз.пад. $70^\circ \angle 40^\circ$.

В карьере №1 вскрыт фрагмент разреза дунит-гарцбургитового комплекса с невысокими значениями дунитовой составляющей. В целом она увеличивается с юго-запада на северо-восток от 2–3 до 7–10%. В карьере №2 зафиксировано несколько систем дунит-гарцбургитовой полосчатости и минеральной уплощенности. Наиболее широкие полосы дунитов в гарцбургитах (1 см – 1 м) имеют северо-западное простирание (аз. прост. 300-310°), они являются, по-видимому, самыми ранними. На них накладываются более тонкие (до 1 см) «оперяющие» дунитовые по-

лосы с аз.прост. 340° (рис.3). Одновременно с этим в породах происходит обогащение ромбическими пироксенами (до 40-50%) полос, простирающихся по аз. 270°. Наблюдаемые соотношения можно интерпретировать как начальную стадию формирования сетчатого дунит-гарцбургитового комплекса на полосчатом субстрате того же состава. В карьере №2 также встречены отдельные обломки средневкрапленных мелко-среднезернистых хромитов, но в коренном залегании они не обнаружены.

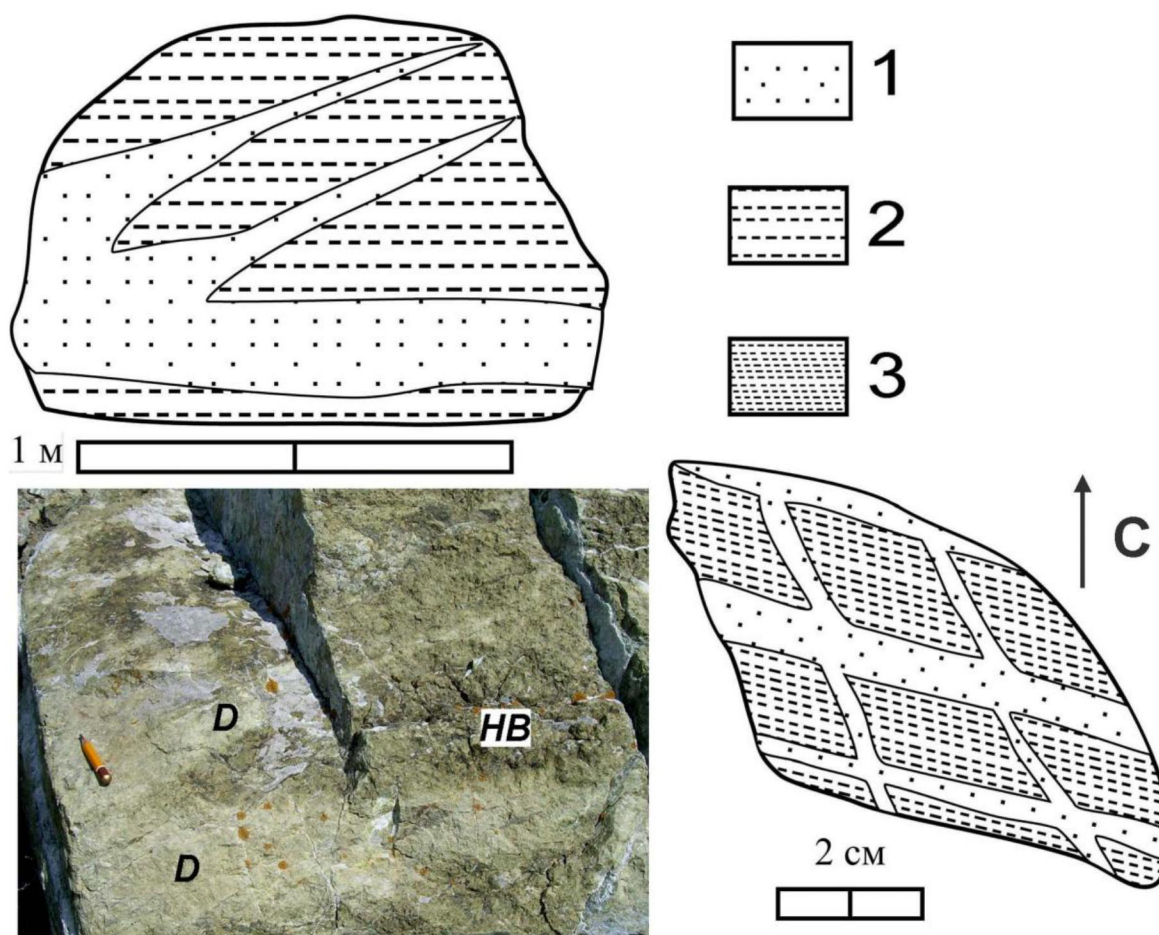


Рис. 3. Особенности строения пород дунит-гарцбургитового комплекса Муслимовского массива (карьер №2, т.н. 1816): 1 – дуниты, 2 – гарцбургиты с 10–20% пироксенов, 3 – гарцбургиты с 30–40% пироксенов; HB – гарцбургит, D – дунит

В апогарцбургитовых серпентинитах иногда отмечаются реликты первичных минералов: чаще – оливина (до 10%) и очень редко – ортопироксена (0,1 – 1%). Для оливина характерна отчетливая спай-

ность, размеры фрагментов зерен 0,02–0,1 мм. Размер первичных зерен оливина, судя по одновременному погасанию фрагментов, составлял: длина до 5–6 мм, ширина 2–4 мм. Чаще всего встречаются сре-

зы удлиненной овальной формы. Ортопироксен (бастит) образует зерна как таблитчатой, так и удлиненной формы, причем удлинение их почти всегда направлено под большим углом к трещинам спайности.

Хромшпинелиды в шлифах чаще всего представлены единичными зернами размером в среднем 0,1–0,5 мм, реже отмечаются более крупные (до 1 мм) либо мелкие (0,01–0,05 мм). В параллельных николях они обычно характеризуются неоднородной окраской, слабо просвечивают на отдельных участках темно-коричневым либо оранжево-коричневым цветом. Форма зерен варьирует от ксеноморфной до гипидиоморфной. Вторичный магнетит в серпентинитах практически отсутствует. Аподунитовые серпентиниты отличаются от апогарцбургитовых лишь отсутствием баститовых псевдоморфоз по ортопироксену.

Кроме ультрабазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации в строении массива в незначительном объеме принимают участие средние и основные породы, среди серпентинитов юго-восточной части массива иногда отмечаются тела кремнекислых пород – риолитов и дацитов порфиривого облика. Интрузивные основные и средние породы распределены на массиве неравномерно. В его центральной части встречаются лишь изолированные элювиальные развалы метагабброидов и габбро-диоритов (т.н. 1618, 1619, 1626 и 1631). В южной части массива, в карьере вблизи оз. Тишки, среди рассланцованных апогарцбургитовых серпентинитов меланжа отмечаются довольно крупные выходы крупнозернистых габбро-диоритов (обн. 1808) и риолит-порфиров.

Риолит-порфиры характеризуются порфириковой структурой; а основная масса – фельзитовой (размер зерен <0,05 мм). Вкрапленники идиоморфного облика представлены кварцем, плагиоклазом (5–10%), размер зерен 0,3–0,8 мм. В основной массе присутствуют кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, мусковит.

Наиболее широкое распространение габброидов отмечается на восточном фланге массива, где они образуют серию коренных выходов в промоинах временных водотоков и многочисленные развалы элювия. Габбро разнообразны, макроскопически они варьируют от мелано- до лейкократовых, преобладают мелкозернистые мезократовые габбро. Петрографическое изучение пород позволило выделить следующие разновидности: метагаббро с реликтовой бластогаббровой структурой (обр. 1830, 1854), метагаббро с нематогранобластовой структурой (обр. 1613), рудное габбро с обильным титаномagnetитом (обр. 1855-1).

Хромитоносность массива

С ультрамафитами Муслюмовского массива связано несколько небольших проявлений вкрапленных хромовых руд. В восточной части карьера №1 вскрывается рудная зона, включающая несколько параллельных тел. В стенке карьера обнажается вкрапленный хромитит со струйчато-полосчатой текстурой, залегание полосчатости – аз.пад. $95^\circ \angle 40-45^\circ$. Мощность отдельных рудных прожилков 0,2–0,3 м, содержание хромшпинелидов в них составляет 20–30%. Структура хромитита среднезернистая (размер зерен 1–3 мм). В продольном срезе рудное тело представлено комбинацией струек, линз, полос и шпировидных выделений, различающихся как по содержанию рудных минералов, так и по характеру их распределения внутри обособлений. Преобладают равномерно вкрапленные средние (20–50% зерен хромита) и густо вкрапленные (50–70% зерен хромита), а также средне-вкрапленные полосчатые разновидности. В поперечных срезах тела количество рудных обособлений достигает 5–7, пространство между ними занимает дунит с редкой вкрапленностью хромшпинелидов (<5%) и равномерно вкрапленные бедные руды (5–15%). Размер зерен хромшпинелидов в дунитах и бедном вкрапленнике

заметно меньше, чем в более богатых рудных обособлениях.

Вмещающие породы представлены аподунитовыми серпентинитами. Они сильно выветрелые, околорудные породы чаще всего имеют зеленоватую (до яблочно-зеленой) окраску, реже – буровато-коричневую. В надрудной зоне ультрамафиты интенсивно раздроблены и характеризуются тонкоплитчатой отдельностью,

залегающей субгоризонтально. Рудное тело разбито серией параллельных трещин на блоки длиной 0,2–2 м и смещено по наиболее мощным из них (рис.4). Разрывные нарушения имеют характер сбросов с аз.пад. сместителя $0-10^\circ \angle 65^\circ$, амплитуда смещений в видимой части разреза составляет 0,1–1 м.

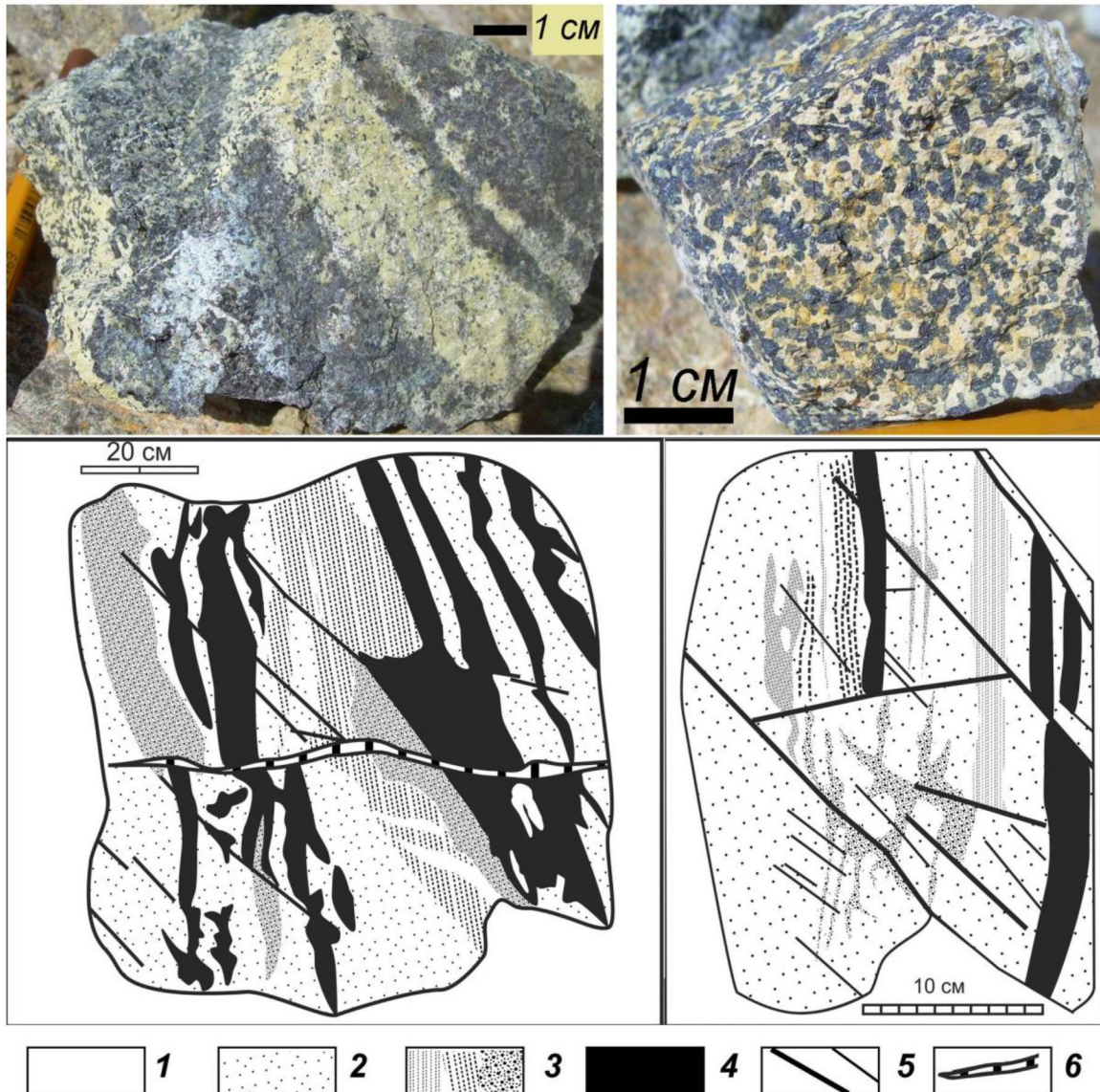


Рис. 4. Внутреннее строение рудной зоны в карьере №1: 1 – дуниты, 2 – дуниты с редкой вкрапленностью хромшпинелидов (3-7%), 3 – бедно вкрапленные хромитовые руды различного текстурного рисунка (7–15%), 4 – средневкрапленные руды (15–25%), 5 – трещины разного порядка, 6 – трещина, заполненная хризотилowym серпентинитом

Западнее, параллельно описанному рудному телу, прослеживаются еще два на расстоянии соответственно 7 и 24 м. Цен-

тральное рудное тело обнажено в плоском обнажении дна карьера, оно имеет мощность около 1 м и характеризуется внут-

ренным строением, аналогичным описанному выше (аз.пад. рудной полосчатости $70^\circ \angle 45^\circ$). Тело пересечено многочисленными параллельными диагональными трещинами с аз.пад. $10^\circ \angle 55-70^\circ$. Наиболее мощные из них смещают тело в северной части к западу на 0,5–1 м. Западное рудное тело также обнажается в плоских выходах днища карьера. Для него характерны те же текстурно-структурные особенности, что и для описанных выше тел, мощность составляет 1–1,5 м.

Таким образом, в пределах изученного участка залегание рудной полосчатости (аз.пад. $40-95^\circ \angle 30-50^\circ$), а также полосчатости и минеральной уплощенности во вмещающих ультрабазитах (аз.пад. $60-70^\circ \angle 50-70^\circ$) в целом субсогласное. Небольшое стабильное рассогласование наблюдается в углах падения: для рудных агрегатов оно более пологое. Отмечено, что рудная полосчатость полого поворачивает к северу с меридионального направления на северо-западное (аз.прост. 310°), образуя крыло брахиантиклинали.

В северной части карьера, на пологой задырке, также отмечаются выходы вкрапленного хромитита. Участок сложен практически полностью светло-коричневыми, реже буроватыми, дунитами, разбитыми сетью трещин на эллипсоидные блоки размером 0,3–2,5 м. Трещины заполнены серпентинитами, часто со значительной примесью карбонатов. Зона рассеянной хромшпинелидовой вкрапленности мощностью 1–3 м прослеживается с северо-запада на юго-восток (аз.пад. полосчатости $40^\circ \angle 60-80^\circ$). Она характеризуется неоднородным внутренним строением: преобладает редкая вкрапленность (5–7% хромшпинелидов), среди которой отмечаются редкие обособления уплощенно-линзовидной формы мощностью 2–5 см с содержанием рудного минерала до 70%.

Геохимическая характеристика ультрамафитов

Основными петрографическими и геохимическими критериями для оценки степени деплетирования при изучении ультрамафитов дунит-гарцбургитовой ассоциации являются содержание в породах клинопироксена, петрогенных и редкоземельных элементов и составы хромшпинелидов. Задача осложняется в случае интенсивного корового метаморфизма пород, выраженного обычно в их серпентинизации.

Анализ литературных данных показывает следующее: 1) низкотемпературная петельчатая серпентинизация практически не влияет на соотношение большинства элементов; 2) при полной серпентинизации лизардитовой и хризотиловой фации и даже при карбонатизации не изменяется состав акцессорных хромшпинелидов, 3) серпентинизация почти не влияет на распределение в породах средних и тяжелых РЗЭ, но приводит к обогащению ультрабазитов легкими лантаноидами.

Таким образом, наиболее достоверную информацию о степени деплетирования ультрабазитов рассматриваемой территории мы можем получить при анализе распределения РЗЭ начиная с самария и состава акцессорных хромшпинелидов. В случае, если серпентиниты сохранили реликтовые структуры и не подверглись карбонатизации и другим гидротермальным процессам, можно использовать данные нормативного пересчета силикатных анализов.

Как уже отмечалось выше, все образцы Муслюмовского массива сильно серпентинизированы, содержание в них реликтовых минералов, как правило, не превышает 5–10%. Вместе с тем интенсивность вторичных преобразований пород невысокая и в подавляющем большинстве случаев ограничивается фацией петельчатой серпентинизации.

Таблица 1. Химический состав ультрамафитов Муслумовского массива

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	1608	39,10	0,10	0,70	7,30	0,09	36,45	0,26	0,05	0,05	-	15,22	99,32
2	1617	40,00	0,10	0,91	7,60	0,07	36,50	0,36	0,05	0,08	-	13,74	99,41
3	1626-1	37,60	0,08	0,70	7,10	0,11	31,00	5,60	0,05	0,05	0,03	17,20	99,52
4	1630	39,50	0,08	0,45	7,60	0,10	36,00	0,20	0,03	0,05	0,03	15,68	99,72
5	1633	39,30	0,10	0,90	7,60	0,06	36,20	0,14	0,03	0,05	0,03	14,70	99,11
6	1636	38,40	0,06	0,35	7,60	0,10	36,00	0,26	0,05	0,05	-	17,00	99,87
7	1638	37,60	0,06	0,35	7,60	0,13	37,20	0,24	0,05	0,03	-	16,08	99,34
8	1642	39,00	0,05	0,35	7,60	0,11	37,90	0,14	0,05	0,02	-	14,42	99,64
9	1644	38,10	0,07	0,80	8,20	0,08	37,00	0,44	0,05	0,02	-	14,92	99,68
10	1645	39,20	0,05	0,45	7,80	0,10	37,00	0,26	0,04	0,01	-	15,10	100,01
11	1649	36,10	0,05	0,45	7,80	0,08	30,20	6,81	0,03	0,02	-	18,22	99,76
12	1650	39,10	0,06	0,51	7,60	0,12	36,40	0,28	0,03	0,02	-	14,96	99,08
13	1655	37,80	0,10	0,35	8,40	0,10	38,00	0,36	0,05	0,02	0,10	14,34	99,62
14	1808	40,00	0,10	0,46	7,60	0,08	38,40	0,42	0,02	0,04	-	12,38	99,50
15	1815-1-1	38,50	0,10	0,46	7,00	0,08	38,90	0,14	0,02	0,04	-	14,20	99,44
16	1815-1-3	36,50	0,10	0,36	7,60	0,11	38,00	0,20	0,02	0,02	-	16,46	99,37
17	1815-2-2	39,00	0,08	0,91	7,40	0,11	37,70	0,76	0,05	0,01	-	13,30	99,32
18	1815-5	39,00	0,10	0,55	7,60	0,09	36,80	0,28	0,02	0,05	-	14,72	99,21
19	1815-6	38,00	0,10	0,61	7,60	0,07	37,50	0,20	0,02	0,05	-	15,50	99,65
20	1815-11	37,70	0,10	0,71	7,00	0,13	38,00	0,30	0,02	0,05	-	15,50	99,51
21	1815-13	37,50	0,05	0,45	7,60	0,11	38,00	0,20	0,02	0,05	-	15,70	99,68
22	1815-8	38,50	0,08	0,26	7,60	0,12	37,50	0,28	0,05	0,01	-	15,20	99,60
23	1815-16	38,40	0,08	0,91	8,40	0,12	37,50	0,56	0,05	0,01	-	13,70	99,73
24	1815-19	37,00	0,08	0,81	7,00	0,11	38,00	0,42	0,03	0,02	-	16,04	99,51
25	1815-21	38,00	0,10	0,80	7,30	0,09	38,00	0,42	0,04	0,02	-	14,80	99,57
26	1816-2	38,50	0,10	0,76	8,10	0,15	40,00	0,56	0,05	0,01	0,02	11,50	99,75
27	1816-10	34,10	0,10	1,80	8,10	0,09	36,00	4,26	0,05	0,01	0,01	15,28	99,80
28	1816-130	36,00	0,08	0,90	8,40	0,09	35,00	2,55	0,03	0,01	0,01	16,82	99,89
29	1816-135	38,50	0,08	0,66	7,60	0,11	38,00	0,14	0,04	0,01	0,01	14,28	99,43
30	1816-150	36,00	0,15	0,90	8,00	0,10	35,20	2,24	0,03	0,01	-	17,20	99,83
31	1816-180	37,20	0,08	0,71	8,00	0,11	36,00	1,22	0,03	0,01	0,03	16,16	99,55
32	1816-280	38,10	0,10	0,76	7,40	0,09	38,20	0,14	0,05	0,01	0,01	14,72	99,58
33	1816-285	37,00	0,08	0,55	7,60	0,11	38,00	0,26	0,03	0,01	0,01	15,90	99,55
34	1816-348	38,00	0,08	0,45	8,40	0,08	37,10	0,26	0,03	0,01	-	15,18	99,59
35	1817	37,80	0,10	0,71	7,80	0,10	37,40	0,36	0,02	0,01	-	15,10	99,40
36	1819	38,50	0,10	0,35	8,10	0,14	37,00	0,26	0,02	0,01	0,03	15,44	99,95
37	1826	39,00	0,10	0,65	9,30	0,11	36,00	0,56	0,03	0,01	0,03	13,70	99,49
38	1828a	39,00	0,09	0,65	9,30	0,11	36,30	0,56	0,03	0,01	0,03	13,40	99,48
39	1829	39,00	0,10	0,90	8,60	0,05	36,60	0,40	0,05	0,01	-	13,90	99,61
40	1833a	38,30	0,08	0,90	7,00	0,09	37,10	0,30	0,05	0,01	-	16,00	99,83
41	1834	37,50	0,08	0,09	7,60	0,08	38,50	0,14	0,05	0,01	-	15,80	99,85
42	1835	35,00	0,08	0,71	8,40	0,09	36,00	4,20	0,02	0,01	0,01	15,26	99,78
43	1836	37,00	0,08	0,38	7,60	0,12	36,00	2,84	0,05	0,01	0,01	15,51	99,60

Примечание: все образцы – серпентиниты апогарцбургитовые и аподунитовые; анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии УНЦ РАН (г.Уфа) методом сили-

катного анализа (аналитик С.А.Ягудина), прочерк означает содержание компонента ниже чувствительности метода; «ппп» - потери при прокаливании.

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в ультрамафитах Муслюмовского массива

№ обр.	Ку-117/23	Ку-118/1	Ку-1/450	№ обр.	Ку-117/23	Ку-118/1	Ку-1/450	№ обр.	Ку-117/23	Ку-118/1	Ку-1/450
La	0,66	0,07	0,36	Dy	0,35	0,11	0,20	Cr	1644	921	1921
Ce	1,40	0,17	0,88	Ho	0,09	0,03	0,04	Co	120	111	103
Pr	0,15	0,03	0,12	Er	0,29	0,10	0,11	Ni	2310	1460	2260
Nd	0,62	0,12	0,57	Tm	0,05	0,02	0,02	Th	0,37	0,15	0,50
Sm	0,16	0,04	0,18	Yb	0,36	0,13	0,09	U	4,20	3,78	1,94
Eu	0,17	0,08	0,02	Lu	0,07	0,03	0,01	Hf	0,12	-	0,48
Gd	0,27	0,08	0,23	Sc	10	3	7	Ta	-	-	0,19
Tb	0,05	0,02	0,04					Zr	-	16	-

Примечание: по данным работы [5], анализы выполнены в ГЕОХИ ЦЛАВ (г. Москва) нейтронно-активационным методом (аналитик Д.Ю. Сапожников).

Таблица 3. Состав хромитинелидов из ультрамафитов Муслюмовского массива

№ п/п	№ анализа	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	Σ FeO	TiO ₂	MnO	NiO	Сум-ма	#Cr	#Mg
1	1815-20	11,99	58,22	12,97	16,23	0,10	0,25	0,09	99,86	0,77	0,64
2	1815-20	11,99	58,28	13,16	16,05	0,11	0,22	0,07	99,88	0,77	0,64
3	1816-290	9,05	59,24	9,09	21,93	0,02	0,32	0,03	99,68	0,81	0,46
4	1816-290	9,04	58,87	8,69	22,76	0,02	0,32	0,02	99,72	0,81	0,44
5	1816-тн7	9,19	59,98	10,01	20,15	0,04	0,31	0,10	99,78	0,81	0,51
6	1816-тн7	9,23	59,54	10,02	20,59	0,09	0,29	0,05	99,82	0,81	0,50
7	1815-р1п	11,19	59,28	12,73	17,06	0,16	0,27	0,08	100,8	0,78	0,62
8	1815-р1п	11,48	59,05	13,09	15,70	0,15	0,27	0,07	99,81	0,78	0,63
9	1815-р1г	12,11	59,36	13,56	14,28	0,13	0,20	0,13	99,78	0,77	0,66
10	1815-р1г	11,75	59,79	13,57	14,31	0,13	0,21	0,12	99,88	0,77	0,66
11	1816-90	7,36	62,85	10,57	18,72	0,07	0,21	0,06	99,83	0,85	0,53
12	1816-90	7,51	62,52	10,72	18,73	0,04	0,27	0,04	99,84	0,85	0,53
13	1815-2-2	8,74	61,55	9,83	19,05	0,12	0,28	0,08	99,64	0,83	0,51
14	1815-2-2	9,09	60,90	9,77	19,36	0,10	0,28	0,06	99,55	0,82	0,50

Примечание: 1-2 – серпентинит апогарцбургитовый, 3-6 – серпентиниты аподунитовые, 7-14 – вкрапленные хромититы; микронзондовые анализы выполнены в ИМин УрО РАН (аналитик Е.И. Чурин) и ГЕОХИ РАН (аналитик Н.Н. Кононкова).

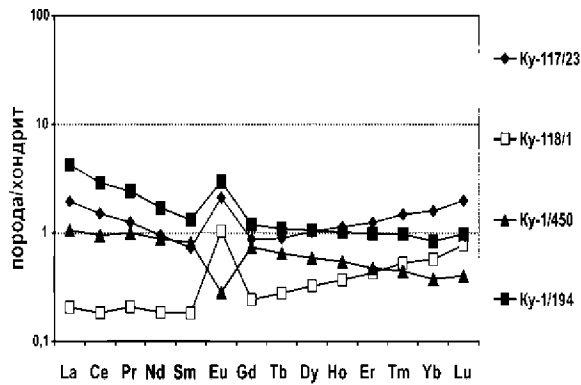


Рис.5. Распределение редкоземельных элементов в ультрамафитах Муслюмовского массива (по данным работы [5])

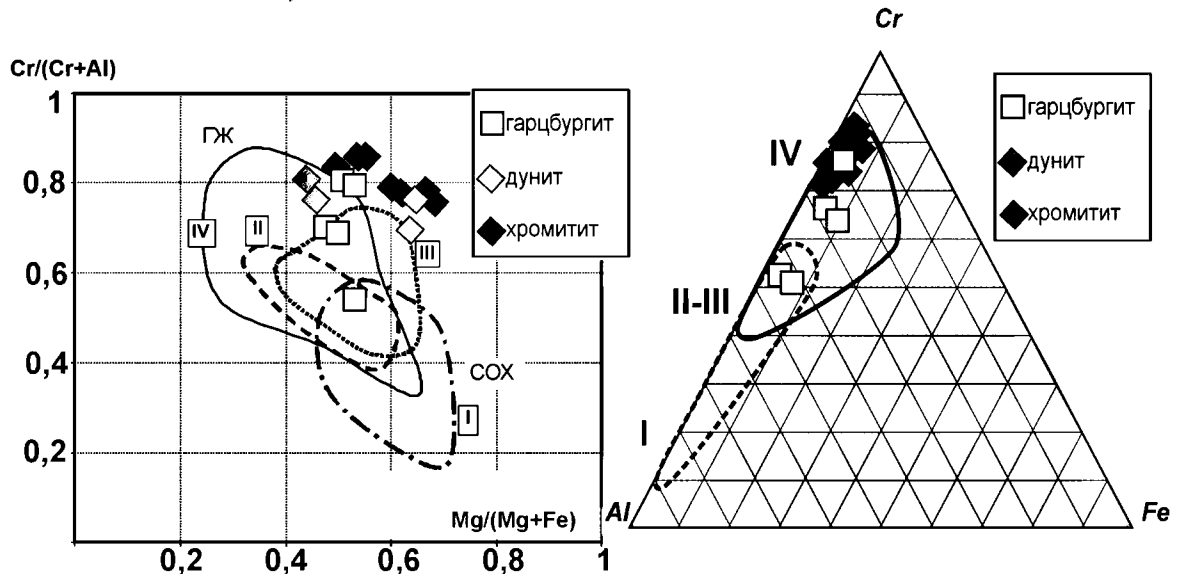


Рис. 6. Состав хромшпинелидов из ультрамафитов Муслюмовского массива: I – «нормальные» медленно-срединговые срединно-океанические хребты (COX), II – «аномальные» медленно-срединговые COX, III – быстросрединговые COX, IV – глубоководные желоба. Поля на диаграммах проведены по данным работ [1, 3, 4, 6]

При отсутствии в породах значительных количеств карбонатов для восстановления первичного состава пород можно использовать петрохимический пересчет по методу И.Д. Соболева после предварительного приведения данных анализов к 100%, т. е. в расчете на «сухой остаток».

Пересчет химических составов ультрамафитов Муслюмовского массива (табл.1) на нормативные количества оливина (Ol), энстатита (En) и диоксида (Di) показывает, что преобладающим распространением на массиве пользуются гарцбургиты с содержанием энстатита в пределах 15-30%, очень редко встречаются как дуниты, так и лерцолиты. Практическое отсутствие нормативных составов дунитов скорее всего связано с незначительным выносом уже на стадии петельчатой серпентинизации оснований (MgO,

FeO) [2]. Второй по распространенности ультраосновной породой на массивах являются клинопироксеновые гарцбургиты, содержащие 5-10% нормативного диопсида.

Таким образом, содержание главных петрогенных элементов в ультраосновных породах рассматриваемого массива говорит в пользу реститовой природы ультрамафитов и позволяет отнести массив к офиолитовой ассоциации. Содержание и характер распределения редкоземельных элементов в дунитах и гарцбургитах близко к хондритовому (табл.2, рис.5). Наиболее подвижным элементом является европий, образующий локальные максимумы и минимумы. Только в одном образце проявлено преобладание тяжелых РЗЭ над легкими.

В Муслюмовском массиве изучен состав шпинелидов из апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов и вкрапленных хромититов (табл.3, рис.6). Основными характеристиками состава шпинелей являются отношения $\#Cr=Cr/(Cr+Al)$ и $\#Mg=Mg/(Mg+Fe^{2+})$, рассчитываемые по формульным единицам [1, 6]. Все изученные минералы характеризуются высокохромистым составом, причем наблюдается закономерное, хотя и незначительное, изменение хромистости от аксессуарных к рудообразующим в сторону увеличения отношения Cr/Al . Наиболее высокохромистые шпинелиды зафиксированы во вкрапленных рудах Муслюмовского массива ($\#Cr = 0,81-0,85$), в дунитах этот показатель несколько ниже ($\#Cr = 0,75-0,78$). Рудообразующие хромшпинелиды по сравнению с аксессуарными характеризуются более высоким отношением двухвалентного железа к магнию.

Проведено сравнение составов шпинелидов из ультрамафитов Муслюмовского массива с таковыми из ультрамафитов, образовавшихся в различных геодинамических обстановках (рис.6). По соотношению основных геохимических показателей изученные шпинелиды ближе всего к аналогичным минералам из предельно истощенных ультраосновных пород, драгированных в пределах глубоководных желобов. Вместе с тем корреляции изученных ультрамафитов с мантийными реститами надсубдукционной обстановки противоречит субхондритовый состав РЗЭ в тех же породах.

Библиографический список

1. Базылев Б.А. Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов: дис... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 2003. 371 с.
2. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, 1986. 224 с.

Выводы

1. Ультрамафиты Муслюмовского массива являются типичными представителями реститового комплекса офиолитов, о чем свидетельствуют их дунит-гарцбургитовый состав, весьма низкие содержания большинства петрогенных оксидов при высоком содержании магния. По сравнению с большинством массивов восточного склона Южного Урала изученные породы не претерпели высокотемпературных метаморфических преобразований в коровых условиях, а лишь псевдоморфно замещены серпентинитами в условиях петельчатой (низкотемпературной) фации серпентинизации.

2. Дуниты и гарцбургиты характеризуются субхондритовыми содержаниями редкоземельных элементов, но в то же время их аксессуарные хромшпинелиды имеют весьма высокохромистый состав. Указанные факты не позволяют однозначно судить о степени деплетирования мантийного материала при формировании рассмотренного комплекса.

3. Наличие в северной части массива нескольких параллельных тел вкрапленных хромититов указывает на перспективы обнаружения здесь небольших месторождений вкрапленных руд. Геологическая обстановка и текстурно-структурные особенности оруденения сближают изученный объект с рудопроявлениями массива Южный Крак.

Автор выражает благодарность Н.С. Кузнецову, Б.А. Пужакову (ОАО «Челябинскгеосъемка») и В.И. Сначеву (ИГ УНЦ РАН) за предоставленную возможность проведения полевых работ на Муслюмовском массиве.

3. Геология дна Филиппинского моря / под ред. акад. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
4. Магматические горные породы. Т.5. Ультраосновные горные породы / под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 508 с.
5. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

6. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks / Journal of Petrology, 2001, Vol. 42, № 12. P. 2279-2302.

Ultramafic Rocks of Muslyumovsky Massif, North-East of the Southern Urals

D.E. Saveliev

Institute of Geology, Ufa Scientific Center of Russian Academy of Sciences, 450077, Ufa, K. Marksa, 16/2, E-mail: savl71@mail.ru

The composition and arrangement of the rocks from Muslyumovsky ultramafic massif is analyzed. Based on a number of attributes the massif is correlated with the restites of the ophiolite assemblage. The ultramafic rocks are characterized by subchondritic quantities of rare-earth elements but at the same time they contain high-Cr accessory spinels. Chromites occurrences are classified as poorly disseminated (low-graded), the ores consist of the high-Cr spinels.

Key words: *Muslyumovsky massif, ultramafic rocks, chromitite, ophiolite.*

Рецензент – доктор геолого-минералогических наук И.И. Чайковский

МИНЕРАЛОГИЯ, КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

УДК 553.81:548.4

Рентгеновский анализ якутитов и оценка содержания в них примеси лонсдейлита

В.А. Петровский^а, В.П. Филоненко^б, В.И. Силаев^а, И.П. Зибров^с,
А.Е. Сухарев^а, А.Л. Земнухов^д, Б.С. Помазанский^е

^а Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54. E-mail: petrovsky@geo.komisc.ru; Silaev@geo.komisc.ru; sukharev@geo.komisc.ru

^б Институт физики высоких давлений РАН, Троицк
E-mail: filv@hppi.troitsk.ru

^с Институт кристаллографии РАН, Москва

^д ОАО «Алмазы Анабары», Якутск

^е НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО), Мирный
E-mail: PomazanskiyBS@alrosa.ru@alrosa.ru

(Статья поступила в редакцию 20 августа 2013 г.)

Обсуждаются рентгеноструктурные свойства якутитов – эндемичной наномикрополикристаллической лонсдейлитсодержащей разновидности природных алмазов спорного генезиса. На основании полученных данных и опыта исследования синтетических аналогов делается вывод о том, что якутиты представляют собой самостоятельную, мантийную по месту и «детонационную» по способу образования фацию природных алмазов.

Ключевые слова: алмазы, лонсдейлит, якутиты, карбонадо, импактиты, рентгеновский анализ.

Введение

Якутиты – эндемичная разновидность лонсдейлитсодержащих алмазов, являющаяся наряду с алмазами из метеоритных кратеров единственным природным аналогом дефицитного алмазного синтетического сырья [13, 26]. Впервые они были обнаружены М. А. Чумаком и З. В. Бартошинским в конце 1960-х гг. при разведке алмазной россыпи на р. Эбелях еще до открытия Попигайского метеоритного кратера, с которым впоследствии эту находку генетически и связали [3, 30]. К настоящему времени ареал распространения якутитов охватывает всю территорию

Лено-Анабарского междуречья на северо-восточной окраине Сибирской платформы, включая Прианабарский, Верхне-, Средне- и Нижне-Оленёкские районы, все без исключения расположенные к востоку, юго-востоку и югу от Попигайской астроблемы (рис. 1).

После своего открытия якутиты определялись как «лонсдейлитсодержащие поликристаллические алмазы», «карбонадоподобные алмазы», «ориентированные карбонадо», «XI разновидность алмазов – карбонадо с лонсдейлитом», «поликристаллические алмазы с лонсдейлитом». Наибольший вклад в их изучение внесли З.В. Бартошинский, Ю.М. Биленко, Л.И.

Бочек, А.И. Горшков, Е.С. Ефимова, В.П. Жихарева, Ф.В. Каминский, Ю.А. Ключев, В.И. Коптиль, С.В. Титков, С.С. Угальева, С.И. Футергендлер, Г.И. Шафрановский.

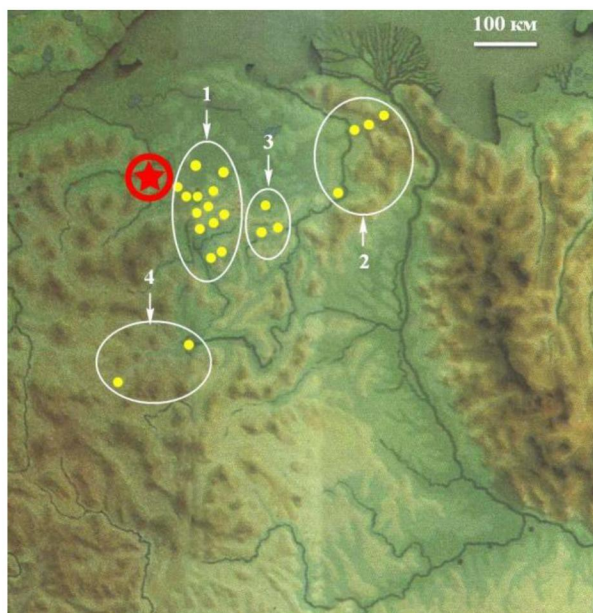


Рис. 1. Распределение речных алмазных россыпей с примесью якутитов на северо-восточной окраине Сибирской платформы по [3]. Звездой показан Попигайский метеоритный кратер. Районы находок якутитов: 1 – Прианабарский, 2–4 – соответственно Нижне-, Средне- и Верхне-Оленёкские

До настоящего времени происхождение якутитов традиционно трактуется как результат импактогенеза, а коренным их источником на Сибирской платформе обычно называют Попигайскую астроблему, хотя последнее уже не считается столь бесспорным как раньше. Причинами появившихся сомнений [7, 8] послужили слишком широкое – до 400–500 км и одновременно ориентированное только на восток от Попигайского кратера «поле рассеяние импактных алмазов» (по выражению С.А. Вишневого); отсутствие корреляции между содержанием якутитов в речных россыпях с расстоянием последних от кратера; теснейший парастерезис якутитов в речных россыпях с монокристалльными алмазами необычной – «эбеляхской» [8] ассоциации (резкое преобладание камней II, V, VII разновидностей);

приуроченность россыпей с якутитами к территории, на которой предполагаются местные нетрадиционные (коматиитовые, лампроит-туффизитовые) первоисточники алмазов нижнепротерозойского и мезозойского возраста, в том числе генетически связанные с взрывными кольцевыми структурами [4, 6, 9, 19, 22]. Все это и причины по отдельности, а тем более в совокупности как минимум не подкрепляют гипотезу о едином импактном источнике якутитов – Попигайском метеоритном кратере. Не исключено, что представление об якутитовых как продуктах импактогенеза со временем вообще будет пересмотрено.

Теоретические и экспериментальные предпосылки

Особенности строения природных импактных алмазов [5, 11, 12, 26, 28, 29], якутитов [30] и данные об условиях получения и свойствах их синтетических аналогов [27] свидетельствуют об очень коротком времени образования в условиях сильного сжатия – от долей до нескольких секунд. Поэтому для объяснения соответствующего механизма в качестве гипотезы используется представление о мартенситном (бездиффузионном) фазовом переходе, который подразумевает перестройку кристаллической решетки путем коллективного перемещения атомов без разрыва химических связей. Особенности такой трансформации для графита ($R6_3/mmc$, двухслойная упаковка ...ABAB...) рассмотрены в нескольких работах [1, 10]. Предложены два основных механизма кристаллоориентированного перехода от плоского тригонального распределения ковалентных связей в графите к пространственному тетраэдрическому в плотных модификациях углерода – кубическом алмазе ($Fd3m$, трехслойная упаковка ...ABCABC...) или вюрцитоподобном лонсдейлите ($R6_3/mmc$, двухслойная упаковка ...ABAB...), а именно 1) вследствие гофрировки графеновых слоев и 2) благодаря их продольному из-

гибу. Реализация этих механизмов идет через образование промежуточной ромбоэдрической структуры графита (R3, трехслойная упаковка ...ABCABC...) или структуры с чередованием слоев ...ADAD..., где каждый слой D смещен по отношению к A на $\frac{1}{4}$ диагонали гексагона. Такие структуры могут формироваться при статическом или ударном сжатии графита за счет интенсивного образования дефектов упаковки. Необходимые для рассматриваемого фазового перехода sp^3 -гибридизированные химические связи образуются из-за сближения графеновых слоев под давлением.

Координационным полиэдром в алмазе и лонсдейлите является тетраэдр (рис. 2). Симметричные расчеты, проведенные в работе [16], показали, что в алмазном тетраэдре все углы и длины связей равны, в то время как в лонсдейлите для получения одинаковых углов и длин связей необходимо уменьшить параметр c от 0.412 до 0.4115 нм. Но и при этом нарушение тетраэдрической симметрии электронных орбиталей в лонсдейлите сохраняется.

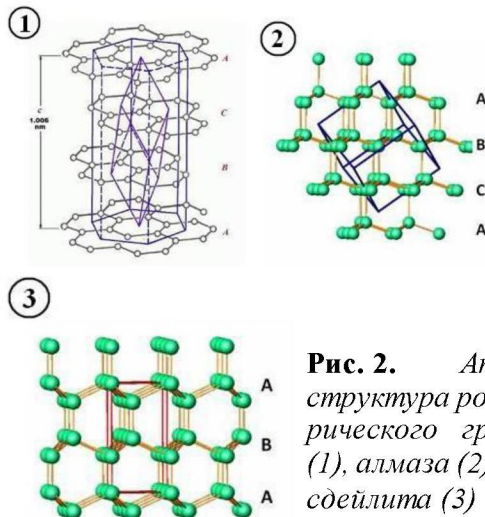


Рис. 2. Атомная структура ромбоэдрического графита (1), алмаза (2) и лонсдейлита (3)

Особенности мартенситного перехода графита могут быть резюмированы следующим образом: 1) превращение в лонсдейлит происходит практически мгновенно – за тысячные доли секунды при стати-

ческом сжатии и за миллионные доли секунды при ударном сжатии; 2) превращение осуществляется при низких температурах; 3) лонсдейлит образуется лишь за счет хорошо окристаллизованного графита; 4) дефектность структуры и фазовая дисперсность образующегося лонсдейлита не зависят от способа его получения; 5) лонсдейлит наследует морфологию и внутреннее строение частиц исходного графита, подвергшихся сильному сжатию, т. е. представляет собой параморфозу.

Лонсдейлит, как известно, метастабилен и не имеет собственной области на фазовой диаграмме углерода. О неустойчивости лонсдейлита свидетельствуют следующие экспериментальные факты: 1) отсутствие признаков образования лонсдейлита в условиях давлений и температур, отвечающих фазовому равновесию графит/алмаз; 2) невозможность ни при каких термобарических условиях получить превращение алмаза в лонсдейлит; 3) неизбежность перехода лонсдейлита в алмаз в области стабильности алмаза, а при достаточно высоких температурах и за пределами этой области; 4) превращение лонсдейлита в графит в результате нагрева при давлениях и температурах гораздо более низких, чем температура превращения алмаза в графит.

Согласно надежным экспериментальным данным, при статическом сжатии между алмазными наковальнями образца пиролитического графита диаметром 8 и толщиной 0.1–0.5 мм примерно до 8 ГПа в его центральной части, где давление еще выше, образуется как алмаз, так и лонсдейлит. При этом кристаллиты лонсдейлита и алмаза зарождаются вблизи дефектов, образующихся при пластической деформации графита (рис. 3), но их количество невелико. Дислокационная модель образования апографитовых плотных фаз [1] удовлетворительно объясняет причину возникновения в них гексагональной структуры и природу ее разупорядоченности.

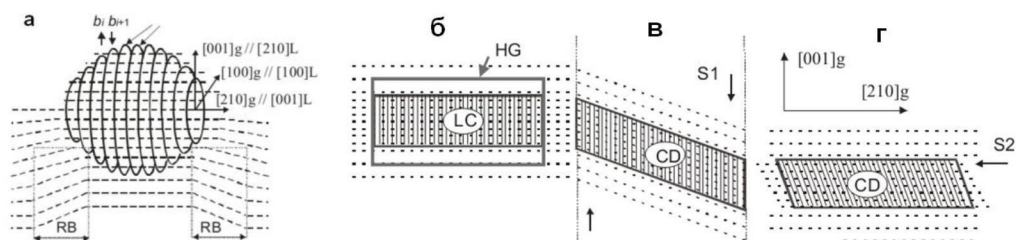


Рис. 3. Схема образования дислокационного зародыша лонсдейлита (а; Gr – графит, L – лонсдейлит) и схема изменения формы и объема графита при его переходе в лонсдейлит и алмаз (б–г; HGr – гексагональный графит, LC – лонсдейлит, CD – алмаз)

Полный переход объемной заготовки поликристаллического графита в алмаз был достигнут при статическом давлении 20 ГПа и температуре около 2500 °С [25]. В этих условиях образовался прозрачный алмазный агрегат общим размером 100 × 300 мкм, состоящий в одной своей части из субизометричных разориентированных зерен размером в десятки нанометров, а в другой части – из удлиненных ламелевидных форм размером в сотни нанометров, придающих агрегату микротекстуру (рис. 4). Расчеты показывают, что в случае нацело зернистого строения агрегата число индивидов составило бы

около 63 млн, а в случае образования агрегата более крупными ламелями число последних не превысило бы 2 млн.

Приведенный пример наглядно иллюстрирует конечный результат перестройки решетки графита в большом объеме. Как раз первоначальное образование текстурированного агрегата и свидетельствует о мартенситном характере фазового перехода. Впоследствии из-за высокой температуры начинается рекристаллизация ламелевидных индивидов с образованием агрегата равноосных (гранулоподобных) зерен алмаза.

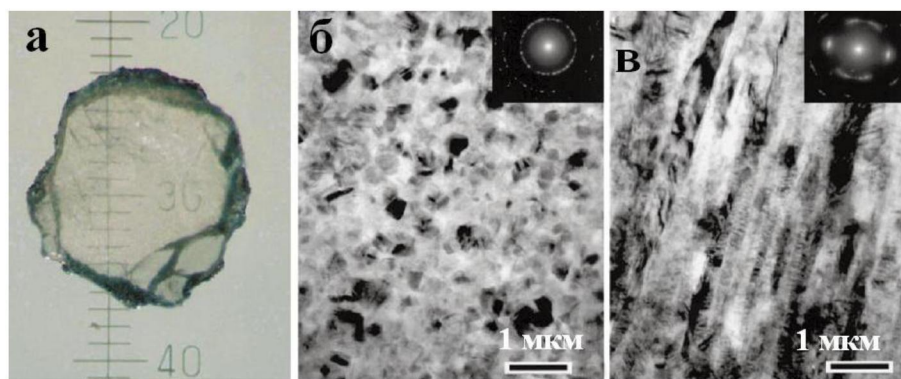


Рис. 4. Общий вид претерпевшей мартенситное превращение частицы графита (а) и строение зернистого (б) и текстурированного ламелевидного (в) агрегатов апографитового алмаза. На врезках показаны электронограммы, полученные от участков с разным строением алмазной фазы

При динамическом воздействии на графит достигаются давления выше 30 ГПа. Высокие сдвиговые напряжения и скоротечность процесса способствуют тому, что лонсдейлит не успевает полностью трансформироваться в алмаз по диффузионному механизму и сохраняется

в количествах, достаточных для диагностики.

Лонсдейлит в ассоциации с алмазом обычно надежно диагностируется электронно- и рентгendifракционными методами, другие менее надежны [20, 23]. Опорой для диагностики служат наиболее сильные рефлексы в области углов 2θ 35–

55° (карточка 19-0268 в картотеке JCPDS, d/n в нм, в скобках – индексы соответствующих атомных сеток): 0.206 (002), 0.218 (100) и 0.1928 (101). Для алмаза в этой области имеется одно очень сильное отражение от плоскости (111) с $d/n = 0.205$ нм.

На дифрактограммах, полученных от алмаза с примесью лонсдейлита, на месте отражений от (111) и (002) наблюдается интенсивная диффузная полоса с перегибом (дополнительным максимумом) на малоугловом крыле около 42° углов 2θ . Рефлексы от плоскостей (101) и (102) в структуре лонсдейлита, не совпадающие с алмазными пиками, на дифрактограммах не проявляются (рис. 5).

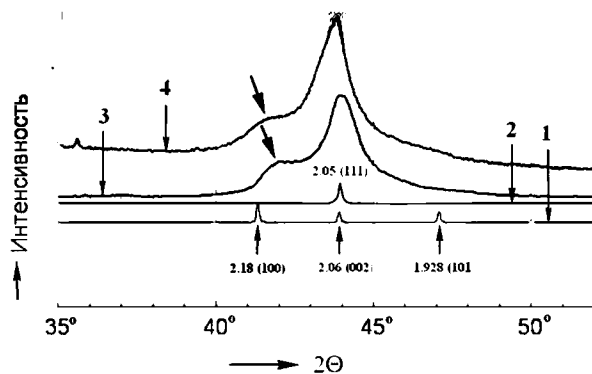


Рис. 5. Характеристичный участок расчетных рентгеновских дифрактограмм лонсдейлита (1) и алмаза (2), экспериментальных рентгенограмм якутита (3) и поликристаллического алмазного порошка, полученного в ходе динамического синтеза (4)

Упомянутый выше перегиб, традиционно рассматривающийся как уширенный и смещенный в область больших углов 2θ пик отражения от (100) в лонсдейлите, используется в настоящее время для количественной оценки лонсдейлитовой примеси в алмазе. При этом, однако, остается нерешенным весьма принципиальный вопрос. Если дополнительный максимум на малоугловом крыле рефлекса от (111) + (002) действительно считать уширенным отражением от (100) в собственно лонсдейлите, то, учитывая уменьшение соответствующего межплоскостного расстояния с 0.218–0.219 до 0.215 нм, следовало бы допускать сжатие решетки фазы

лонсдейлита на 2 %, что в случае ковалентных химических связей представляется невероятным. Поэтому мы считаем, что на основании таких рентгенограмм трудно поверить в гетерофазное существование лонсдейлита, хотя в базе рентгеновских данных издавна имеются расчетные параметры, полученные еще в 1967 г. Ф. Банди (F.P. Vandy) и К. Каспером (K. Kasper) и, вероятно, использованные К. Фронделом (C. Frondel) и У. Мирвенем (U. V. Marvin) при составлении заявки на открытие лонсдейлита как нового минерального вида. Впоследствии, правда, упомянутые расчетные данные экспериментально никем не подтверждались.

В качестве еще одной иллюстрации трудностей фазовой диагностики лонсдейлита мы приводим участки рентгеновских дифрактограмм (рис. 6), полученных от алмазов, образовавшихся в результате ударного сжатия кристаллического графита ($\gamma = 0.95$) и аморфной техногенной сажи ($\gamma = 0$).

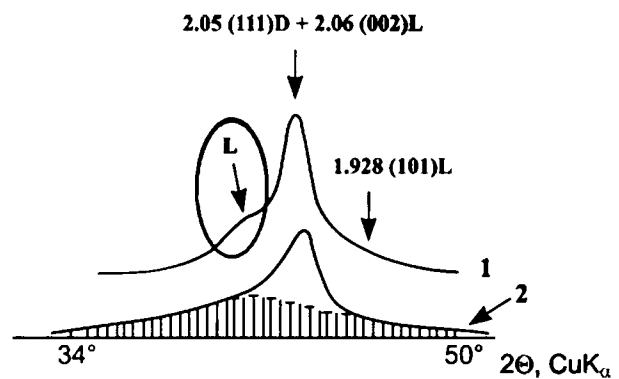


Рис. 6. Участки рентгеновских дифрактограмм, полученных от продуктов ударного сжатия графита (1) и сажи (2). Затрихованный фрагмент отвечает стеклоглероду (см. работу [27])

Из этих данных следует, что путем мартенситного превращения графита в конечном итоге всегда получается алмаз, характеризующийся рентгенограммами с «лонсдейлитовым» искажением, а в случае использования аморфного углеродистого вещества в тех же условиях образуется смесь сильно структурно несовер-

шенного алмаза со стеклоуглеродом, плотность которого составляет 2.7–2.9 г/см³. Фазово-гетерогенный лонсдейлит в таких опытах никогда не регистрировался.

В связи с рассматриваемой проблемой большой интерес вызывают результаты синтеза различных структурных модификаций нитрида бора – аналогов графита (hBN), алмаза (cBN) и лонсдейлита (wBN). В этой системе фазовые переходы изучены гораздо глубже, поскольку мартенситное превращение hBN → wBN идет без образования промежуточных структур.

Вюрцитная фаза нитрида бора более устойчива, чем лонсдейлит, и возникает уже при статическом давлении 8 ГПа и температуре около 1000°C, а при давлениях 18–20 ГПа образуются поликристаллические алмазоподобные агрегаты с размером индивидов около 15 нм [24]. Отметим, что при температуре около 1500°C эти агрегаты состоят из смеси вюрцитной и кубической фаз BN, а при 2000°C только из кубической. В чистом виде вюрцитная фаза нитрида бора получается при динамическом синтезе в виде поликристаллического порошка. Размеры ламелевидных кристаллитов wBN, как правило, не превышают сотен нанометров в плоскости и десятков нанометров по толщине. Такие размеры оказываются вполне достаточными для проявления на дифрактограммах вюрцитного полиморфа всех основных рефлексов.

На рис. 7 приведены дифракционные картины от порошковых смесей cBN + wBN. Видно, что они могут стать похожими на дифрактограммы алмазных агрегатов с лонсдейлитом только в случае сильного уширения всех пиков вследствие уменьшения размеров кристаллитов нитрида бора и повышения их дефектности. При спекании под давлением 6–8 ГПа вюрцитная фаза wBN полностью переходит в кубическую фазу cBN при температурах выше 1500°C за десятки секунд.

Таким образом, накопленный большой объем экспериментальных данных по синтезу и фазовым превращениям в си-

стеме нитрида бора может помочь правильно интерпретировать реальную структуру якутитов и оценивать условия их образования.

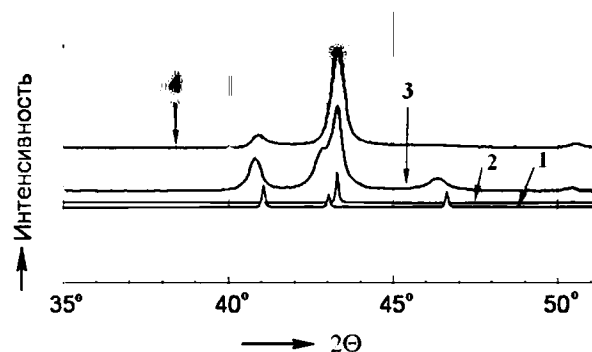


Рис. 7. Характеристичный участок рентгеновских дифрактограмм вюрцитной (1) и сфалеритовой (2) модификаций нитрида бора, их порошковой смеси до (3) и после спекания под давлением (4), в ходе которого часть вюрцитного полиморфа превратилась в кубическую фазу

Уже давно считается, что рентгенограммы с уширенными рефлексами, как бы отвечающие лонсдейлиту, характеризуют только алмазы с сильно деформированной кристаллической решеткой. В этих алмазах вследствие нарушений трехслойного чередования слоев ...ABCABC... с кубической симметрией имеются фазово-необособленные двумерные ламелевидные участки с двухслойным чередованием слоев ...ABAB... и гексагональной симметрией, что и приводит к появлению на дифрактограммах лонсдейлитового рефлекса. Следовательно, обнаруживаемая рентгеновским методом «примесь лонсдейлита» представляет собой лишь нарушение структурной однородности алмаза, вызванное сильным динамическим воздействием на него [18]. Такая природа лонсдейлитовой примеси в апографитовых мартенситных алмазах хорошо подтверждается и данными рамановской спектроскопии. В КР-спектрах, полученных от таких объектов, всегда регистрируется только линия алмаза при 1330–1332 см⁻¹, но со значительным уширением, достигающим 20–25 см⁻¹ [17].

Имеющийся экспериментальный опыт, безусловно, подтверждает вывод о структурной природе примеси лонсдейлита в алмазах и показывает, что для получения алмазов с такой примесью необходимы, во-первых, кристаллическое углеродистое вещество, т. е. графит, а во-вторых, динамический режим давления не менее 20 ГПа. Размеры образующихся в таких условиях кристаллитов, обеспечивающих когерентное рассеяние рентгеновских лучей, колеблются от первых до десятков нанометров.

Объекты, методы и результаты исследований

Для изучения нам были представлены 30 образцов якутитов, отобранных геологами ОАО «Алмазы Анабара» из современных речных отложений в Прианабарском районе. Эти образцы представляют собой частицы черного, темно-серого, темно-бурого цветов, неправильной угловатой формы, обычно с проявлением кливажности. Размер частиц варьируется от 5.5×3.8 до 7.5×6 мм, составляя в среднем $(6.3 \pm 0.6) \times (4.2 \pm 0.7)$ мм. Коэффициент удлиненности колеблется в пределах 1.06–2.03, достигая в среднем 1.54 ± 0.26 . Масса частиц изменяется в пределах 0.11–3.09 карат, составляя в среднем 0.374 ± 0.58 карат. Судя по данным, приведенным в таблице, частицы якутитов более устойчивы по размеру и форме, чем по массе. В рамках всей совокупности добытых к настоящему времени частиц якутитов (около 3000 [8]) переданные нам для изучения образцы явно выделяются, превышая на порядок средние показатели как по размеру, так и по массе.

Исследования проводились с использованием сканирующей аппаратуры (JEOL JSM-6390LV, оснащенной анализатором INCA; VEGA TESCAN; JSM-6400 в комплекте с рентгеноспектральным микронзондовым анализатором) и просвечивающей (JEM-2010 с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром фирмы Oxford Instruments (EDS – анализ) и спек-

трометром энергетических потерь электронов фирмы Gatan imaging filter (EELS-анализ) электронной микроскопии, а также фотографический (камеры РКД, РК ОП-А, РК В) и дифрактометрический (BRUKER AXS с $\text{CuK}\alpha$ -излучением и двухкоординатным детектором; XRD-7000 и XRD-6000 Shimadzu, ДРОН-1 с $\text{CoK}\alpha$ -излучением) методы рентгеноструктурного анализа.

Предварительный анализ показал, что характер поверхности частиц якутитов варьируется от сглаженного до микроступенчатого. При этом на поверхности часто встречаются локальные участки с микроячеистой кавернозностью, обычно перекрытые ксеноминеральными пленками. Наличие таких ячеисто-кавернозных участков может свидетельствовать о воздействии на якутиты газонасыщенной среды. Два образца (№ 9, 30) сильно текстурированы. В составе ксеноминеральных пленок обнаружены гидрослюды, кварц, полевые шпаты, карбонаты, галиты, оксигидроксиды железа, карбиды и самородные металлы [14, 15].

Алмазная фаза в якутитах представлена агрегатом субизометричных и удлиненных зерен со сглаженными границами субмикрометрового, иногда несколько большего, размера. Свежие сколы обнаруживают более плотное строение и практически лишены ксеноминеральных примесей. По размерно-морфологическим свойствам и текстурированности якутиты схожи с синтетическими аналогами, полученными в результате мартенситного превращения графита в алмаз.

Перед рентгеноструктурным исследованием образцы якутитов в целях избавления от загрязняющих примесей кипятили в смеси азотной и хлорной кислот, обрабатывали в ультразвуковой ванне в течение 30 мин.

Рентгенограммы от якутитов получали съемкой на просвет вращающихся образцов толщиной 0.5–1.0 мм. Более крупные частицы крепились непосредственно к держателю таким образом, чтобы рентгеновский пучок проходил через их край.

Реестр и результаты исследования образцов якутитов

№ обр. и статистические параметры	Размеры, мм	Коэффициент изометричности (max/min)	Вес, г	Вес, кар	Содержание примеси лонсдейлита (K_L , %)
1	5.8 × 4.2	1.38	0.618	3.09	12.8
2	6.7 × 3.8	1.76	0.210	1.05	3.6
3	6.7 × 4.5	1.49	0.212	1.06	5.4
4	6.3 × 3.3	1.91	0.182	0.91	9.2
5	5.0 × 3.7	1.35	0.154	0.77	1.9
6	6.7 × 4.3	1.56	0.058	0.29	3.7
7	6.3 × 4.2	1.50	0.044	0.22	17.5
8	5.8 × 3.8	1.53	0.040	0.20	6.1
9	5.0 × 3.5	1.43	0.044	0.22	4.2
10	5.0 × 4.0	1.25	0.040	0.20	32.1
11	6.3 × 4.2	1.50	0.032	0.16	11.2
12	6.5 × 5.0	1.30	0.036	0.18	42.0
13	6.6 × 6.2	1.06	0.040	0.20	5.4
14	6.7 × 3.3	2.03	0.036	0.18	9.6
15	6.6 × 4.2	1.57	0.030	0.15	34.5
16	6.7 × 4.2	1.59	0.044	0.22	5.2
17	7 × 3.5	2.00	0.034	0.17	13.9
18	6.7 × 4.2	1.60	0.042	0.21	26.9
19	5.8 × 4.6	1.26	0.030	0.15	33.2
20	6.2 × 4.5	1.38	0.032	0.16	9.8
21	6.0 × 3.3	1.82	0.034	0.17	33.7
22	6.6 × 4.5	1.47	0.028	0.14	15.1
23	6.6 × 5	1.32	0.026	0.13	12.7
24	6.7 × 3.8	1.76	0.028	0.14	12.9
25	5.5 × 3.8	1.45	0.032	0.16	28.8
26	7.5 × 6.0	1.25	0.026	0.13	44.3
27	7.0 × 3.5	2.00	0.026	0.13	3.3
28	6.6 × 4.2	1.57	0.036	0.18	5.7
29	7.2 × 3.8	1.89	0.030	0.15	8.4
30	6.2 × 5.5	1.13	0.022	0.11	19.3
Для образцов с низкими значениями $K_L = +1-10$					
Среднее	6.37 × 4.04	1.81	0.082	0.409	5.8
СКО	0.67 × 0.74	0.61	0.072	0.362	2.5
Коэффициент вариации, %	10.5 × 18.3	33.7	87.8	88.5	43.1
Для образцов с умеренными значениями $K_L = +10-25$					
Среднее	6.45 × 4.34	1.51	0.101	0.520	14.4
СКО	0.35 × 0.60	0.25	0.208	1.039	2.7
Коэффициент вариации, %	5.4 × 13.8	16.6	205.9	199.8	18.7
Для образцов с высокими значениями $K_L = +25$					
Среднее	6.14 × 4.41	1.42	0.034	0.160	34.4
СКО	0.83 × 0.89	0.22	0.005	0.027	6.0
Коэффициент вариации, %	13.5 × 20.2	15.5	14.71	16.87	17.4
Для всей коллекции					
Среднее	6.3 × 4.2	1.54	0.075	0.374	15.7
СКО	0.6 × 0.7	0.26	0.116	0.580	12.6
Коэффициент вариации, %	9.5 × 16.7	16.9	154.67	155.08	80.25

При этом образцы ориентировались уплощением перпендикулярно рентгеновскому пучку. С наиболее типичных зерен снимались серии рентгенограмм при различной ориентации образца относительно рентгеновского луча.

В результате проведенных исследований было установлено, что все рентгенограммы якутитов в той или иной степени текстурированы и наряду с текстурными максимумами содержат пространственно сопряженные с ними полосы радиального астеризма. Степень текстурированности характеризуется средними углами рассеяния текстур, которые для исследуемых образцов изменялись от 90 до 10–20°. На интерференционных кольцах отражений от плоскостей (111) в алмазе можно наблюдать от 3 до 12 текстурных максимумов, обусловленных микродвойникованием кристаллитов алмаза.

Текстурированность линии (111) на фоторентгенограммах ряда образцов сочетается с текстурированностью линии (10 $\bar{1}$ 0) лонсдейлита. По степени проявления такой текстурированности проанализированные образцы подразделяются на шесть групп. Первая группа включает образцы, на рентгенограммах которых текстура выражена очень слабо, а дифракционное кольцо $\Pi_{k\alpha}$ отличается большой диффузностью. Образцы второй группы характеризуются углами рассеяния около 60°, сплошными и диффузными дифракционными кольцами по $\Pi_{k\alpha}$. Для третьей группы образцов свойственна более четкая текстура, выраженная 6 или 12 максимумами. Угол рассеяния в этом случае находится в пределах 15–25°, а линии радиального астеризма, сопряженные с текстурными максимумами, выявляются более определенно, чем в предыдущих группах. Четвертая группа образцов выделяется по дугообразному, а не обычному кольцевому проявлению рефлекса от плоскости (10 $\bar{1}$ 0) в лонсдейлите. Угол рассеяния текстуры в этих случаях составляет в среднем около 20°. Пятая группа объединяет образцы, на фоторентгенограммах которых имеются 12 текстурных

максимумов с подходящими к ним линиями радиального астеризма. Угол рассеяния текстуры оценивается примерно в 20°. Шестая группа образцов характеризуется рентгенограммами с наиболее совершенной текстурой и углом рассеяния около 10°.

Таким образом, в исследуемой коллекции образцов реализуется широкий диапазон варьирования значений угла рассеяния текстуры – от 10 до 60°. Границы между представленными выше группами не контрастные, но распределение исследованных образцов якутитов по группам оказалось неравномерным. В целом можно констатировать преобладание первой группы со слабой степенью текстурированности и четвертой группы с относительно высокой степенью текстурированности. Остается добавить, что выявленная неоднородность внутреннего строения образцов якутитов прямо коррелирует со степенью их визуально наблюдаемой кливажности.

Полученные фоторентгенограммы мы использовали для приближенной оценки содержания лонсдейлита в якутитах по соотношению интенсивностей отражений от (111) в алмазе и (10 $\bar{1}$ 0) в лонсдейлите. Согласно расчетам, искомое содержание колеблется в широких пределах – от 5 до 60 %, достигая максимума в образцах первой и четвертой групп, а минимума в образцах второй и шестой групп. Весьма интересными оказались и результаты определения размеров кристаллитов в образцах якутитов по степени уширения рефлекса от (111) в рентгенограммах алмаза. Полученные нами значения составили в среднем около 8 нм для образцов, содержащих значительную примесь лонсдейлита, и 15 нм для образцов с минимальным содержанием лонсдейлита.

Поскольку оценка размеров кристаллитов по фоторентгенограммам может приводить к существенным ошибкам из-за неустойчивой геометрии съемки, нами дополнительно были получены рентгеновские дифрактограммы от соответствующих порошков с использованием внут-

ренного стандарта (кварца). В этом случае искомый размер кристаллитов составил в среднем 6 и 15 нм соответственно для образцов с высоким и низким содержанием лонсдейлита. Приведенные оценки совпадают с таковыми, сделанными для лонсдейлитсодержащих алмазов по электронограммам.

Определенный нами размер кристаллитов в якутитах на один-два порядка уступает размеру визуально наблюдающихся в них индивидов алмазной фазы, который варьируется в пределах 0.1–1 мкм. Это противоречие объясняется тем, что рентгенометрические определения дают размер не индивидов, а имеющих в них локальных участков когерентного рассеяния, разориентированных на 1–2°. Можно предположить, что такие участки, не выявляющиеся в пределах индивидов, кристаллизовавшихся из расплавов или газов, обязаны своим появлением в якутитах именно мартенситным механизмам образования последних.

Полученные для якутитов рентгеновские дифрактограммы оказались очень похожими на дифрактограммы алмазов, синтезированных в условиях динамического сжатия. Господствующим компонентом в таких рентгенограммах является интенсивный, но при этом уширенный суммарный рефлекс отражения от плоскостей (111) в алмазе и (002) в лонсдейлите. На малоугловом крыле этого рефлекса в виде перегиба наблюдается дополнительный максимум, широко варьирующий по интенсивности и отвечающий отражению с d/n около 0.216 нм, обычно приписываемому рефлексу от (100) в структуре лонсдейлита. Интенсивность дополнительного максимума прямо и весьма сильно ($\tau =$

0.9) коррелируется с шириной основного рефлекса от (111) в алмазе, что, очевидно, является сильным аргументом в пользу версии о структурной, а не гетерофазной природе примеси лонсдейлита. В рентгенограммах некоторых образцов перегиб проявляется почти как отдельная полоса, несколько смещенная в сторону рефлекса от (100), приведенного в расчетных дифрактограммах гетерофазного лонсдейлита. Важно также отметить, что ни в одной из полученных нами дифрактограмм не было обнаружено собственно лонсдейлитовых рефлексов от плоскостей (102) и (101).

На фотоэлектронограммах исследованных образцов наиболее четко проявляются рефлексы от плоскостей (111), (220), (113) в структуре алмаза (рис. 8). В отношении лонсдейлита при этом что-то определенное сказать трудно, хотя в некоторых случаях к нему можно отнести слабый сигнал от (101). Очень важно подчеркнуть, что на фотоэлектронограммах якутитов кольца засветки практически всегда фрагментированы, что подтверждает сделанные выше выводы об ультрадисперсности кристаллитов и ориентационном эффекте во взаимном их расположении. Судя по характеру фрагментации колец, размеры кристаллитов алмаза в исследуемых образцах лежат в пределах от нескольких до первых десятков нанометров. Алмазный состав якутитов практически подтверждается и спектром характеристических потерь энергии электронов (EELS). Однако в этом случае (рис. 9) кроме характеристических для алмаза полос наблюдается слабый π^* пик, который отвечает sp и sp^2 типам гибридизации атомов углерода. Появление такого

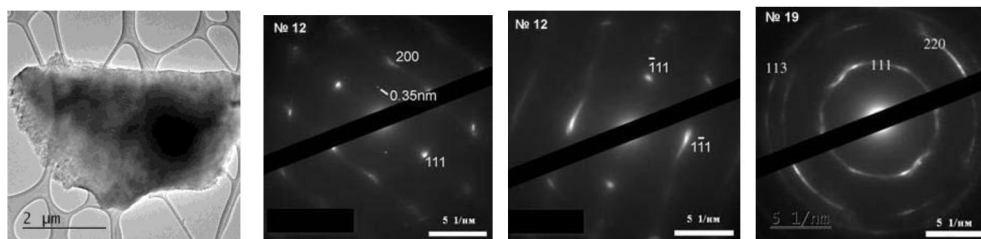


Рис. 8. Пример ПЭМ-изображения частицы якутита (первая слева) и полученные от якутитов картины микродифракции электронов, соответствующие структуре алмаза

пика свидетельствует, очевидно, о примесях в якутитах и неалмазного углеродистого вещества.

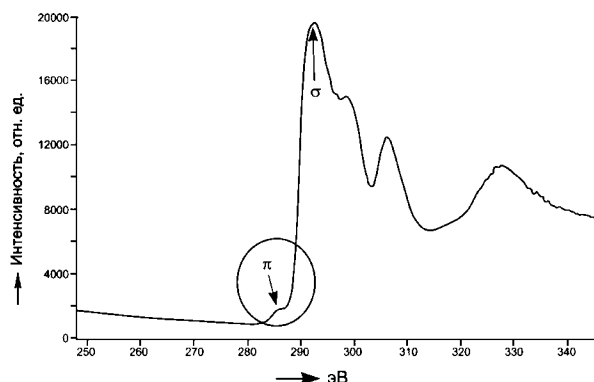


Рис. 9. Спектр EELS, полученный от якутита с примесью аморфного углеродистого вещества

Для количественной оценки структурной примеси лонсдейлита в алмазной фазе якутитов рентгенодифрактометрическим методом мы использовали отношение K_L , $\% = 100a/b$, где a – интенсивность дополнительного рефлекса с d/n 0.215 нм, b – интенсивность суммарного отражения от (111) в алмазе и от (002) в лонсдейлите (рис. 10). Именно эта величина и трактуется нами как мера содержания примеси лонсдейлита в алмазе или, точнее, как степень лонсдейлитового искажения структуры последнего.

Согласно полученным данным, структурная примесь лонсдейлита в исследуемых образцах якутитов неравномерно варьирует от 1,9 до 44,3 % (таблица). Это дает возможность подразделить образцы на группы с *низким* (> 1 ... 10 %), *умеренным* (> 10 ... 25 %) и *высоким* (> 25 %) содержанием примеси (рис. 11). Распределение проанализированных образцов по группам обнаруживает некоторую упорядоченность, выраженную последовательным снижением частот встречаемости от первой группы (47 %) ко второй (30 %) и далее к третьей (23 %). Следовательно, по крайней мере, в рамках исследованной нами коллекции реализуется сильная тенденция к сокращению встречаемости якутитов по мере увеличения в них примеси лонсдейлита. Обращают также на себя

внимание относительно невысокие значения коэффициента вариации K_L в пределах групп, что может указывать на однородность групп по условиям образования и последующего изменения якутитов. Все это очень похоже на присутствие в исследованной коллекции не одной, а по меньшей мере двух или трех популяций мартенситных алмазов.

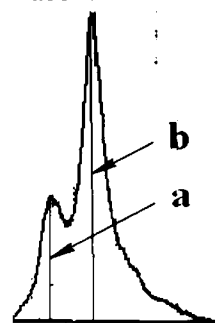
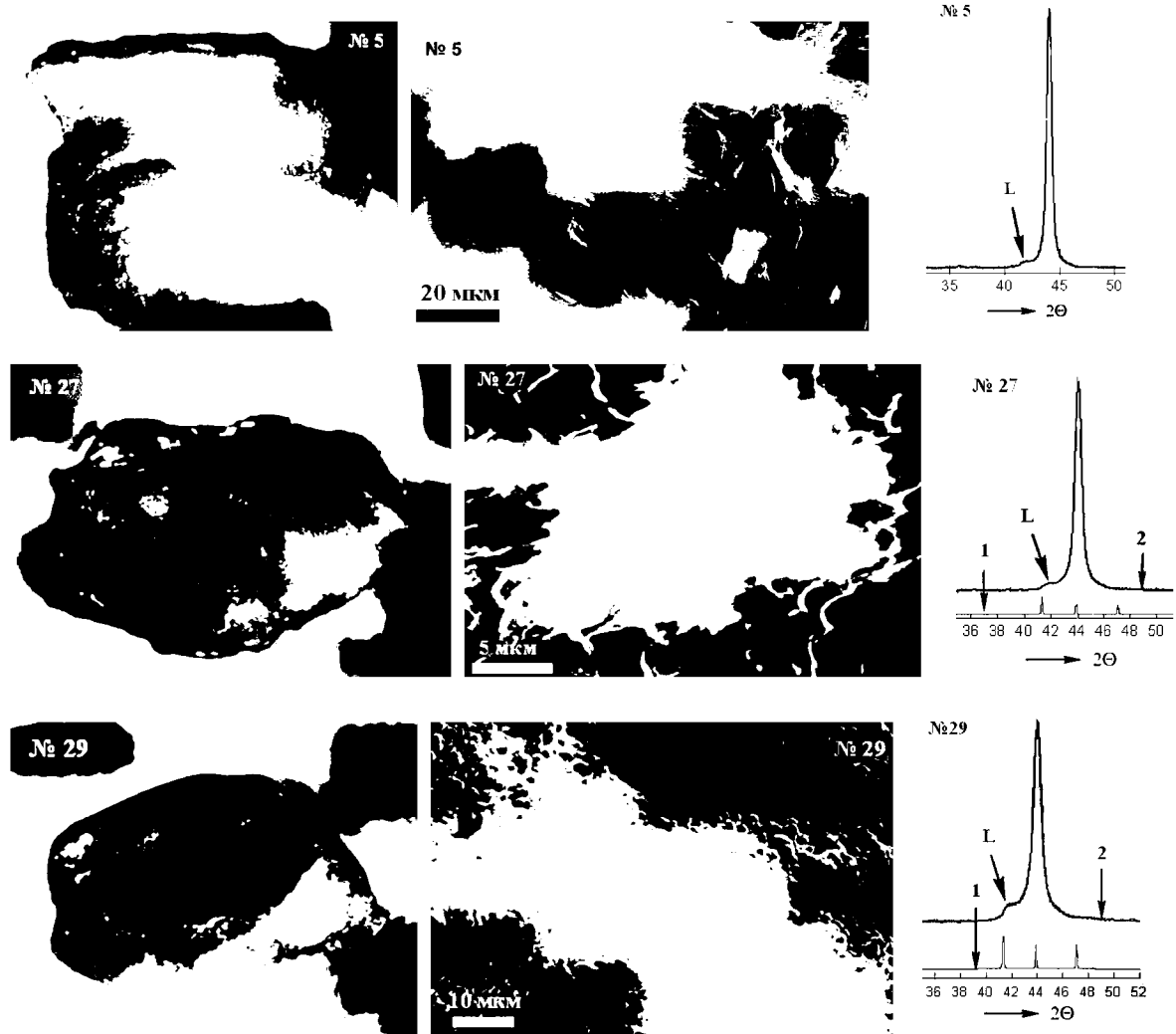


Рис. 10. Схема, поясняющая процедуру расчета содержания структурной примеси лонсдейлита в якутитах

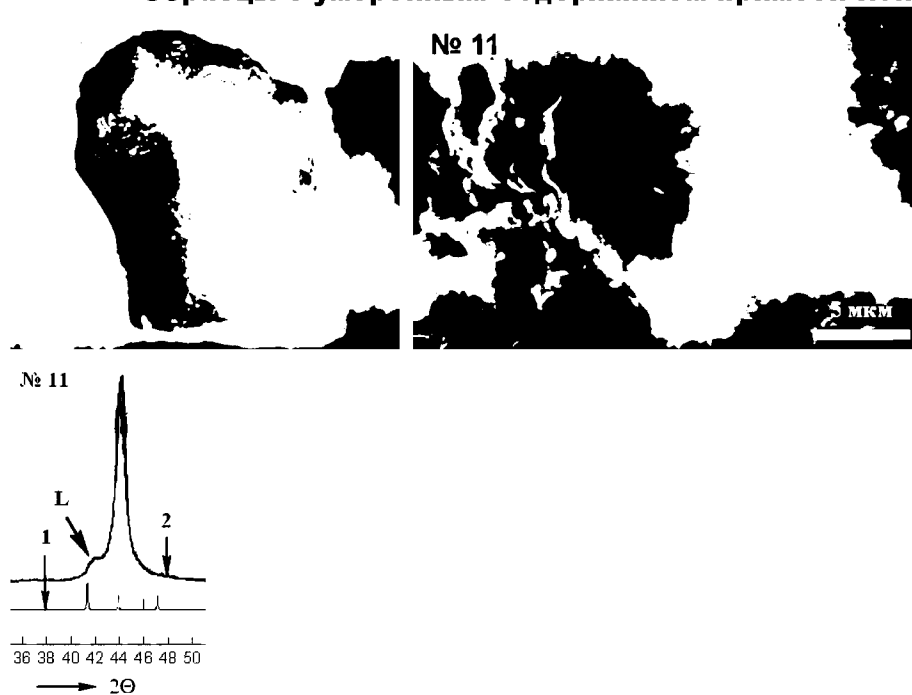
Установлено, что для образцов с низким и умеренным содержанием лонсдейлита характерны более высокое кристаллическое совершенство алмаза (относительно узкие пики на дифрактограммах) и более крупные кристаллиты (наличие четких и обособленных пятен на картинках электронной дифракции). На сколе такие образцы выглядят более монолитными, обнаруживая лишь слабые признаки текстурированности. Размер кристаллитов в них по данным высокоразрешающей электронной микроскопии варьируется от десяти до нескольких десятков нм.

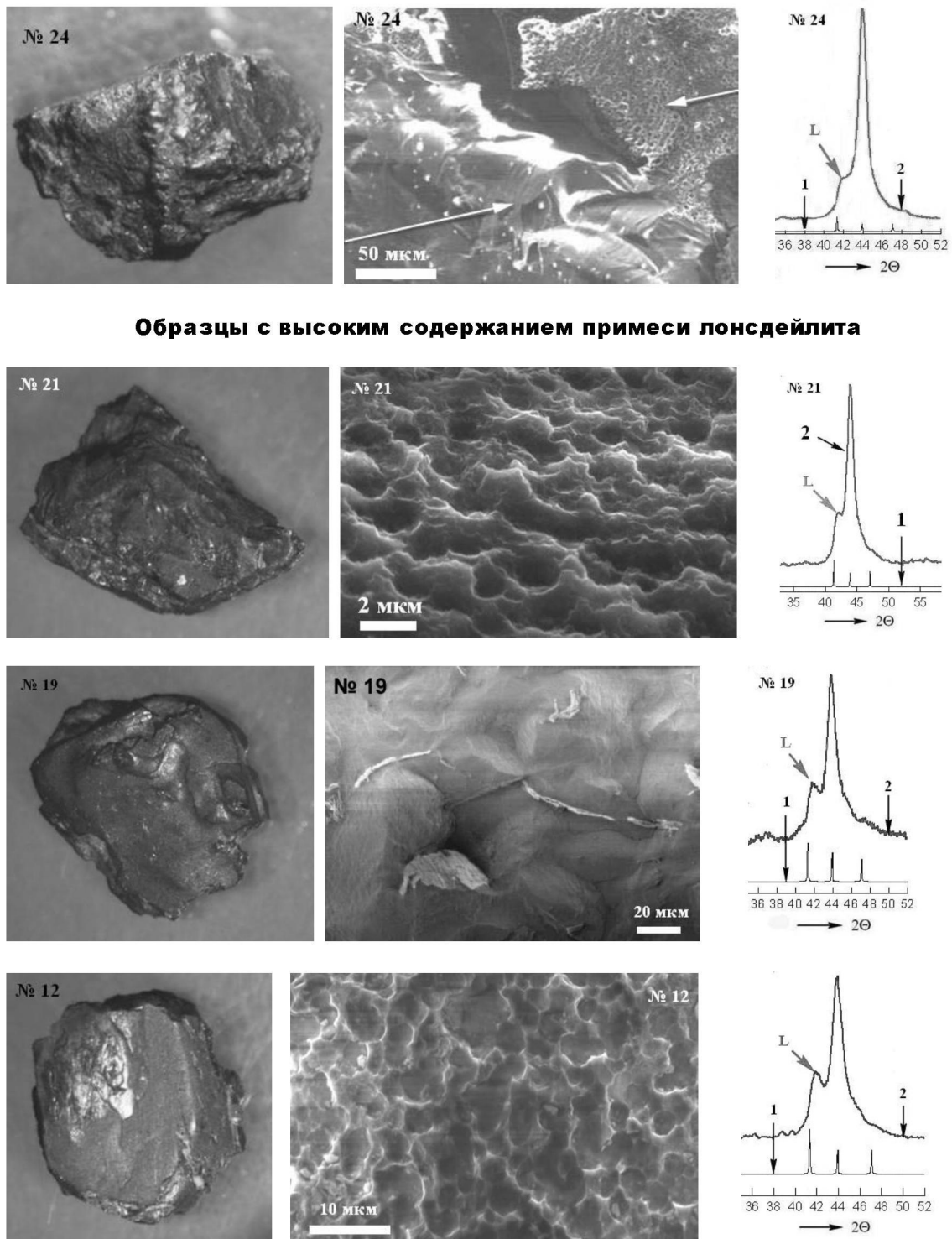
В образцах с более высоким содержанием лонсдейлита алмазная фаза имеет меньшие размеры кристаллитов (4–10 нм в плоскости и до 0.2 нм по толщине) и меньшее структурное совершенство. Кроме того, для таких образцов свойственны большая плотность дислокаций и дефектов упаковки, что обнаруживается по появлению тяжелей на электронных микродифрактограммах. Все эти признаки говорят о более интенсивной пластической деформации и менее продолжительном отжиге.

Образцы с низким содержанием примеси лонсдейлита



Образцы с умеренным содержанием примеси лонсдейлита





Образцы с высоким содержанием примеси лонсдейлита

Рис. 11. Результаты рентгенодифракционного исследования якутитов с целью количественной оценки в них содержания примеси лонсдейлита. Для каждого образца приведены фотоизображение (слева), СЭМ-изображение поверхности (в середине) и характеристический участок рентгенограмм (справа). На рентгенограммах: 1 – основные рефлексы на расчетной дифрактограмме гипотетического фазово-гетерогенного лонсдейлита; 2 – отражения на дифрактограммах, полученных от якутитов; L – рефлекс, по относительной интенсивности которого определяли содержание примеси лонсдейлита

Один из образцов (№ 12) с высоким содержанием лонсдейлитовой примеси был подвергнут детальному исследованию с использованием ПЭМ высокого разрешения. В результате в пределах фазово-гомогенных кристаллитов алмаза были выявлены нанометровые участки (рис. 12), отвечающие, судя по электронным микродифракционным картинам, не алмазу, а лонсдейлиту (участок «L») и графиту с разориентированными слоями, базальные плоскости которых расположены перпендикулярно электронному пучку (участок «G»). Спектр EELS (рис. 13), полученный от участка «L», в целом соответствует алмазу, но с учетом картины электронной дифракции может быть отнесен и к лонсдейлиту. Проявление в этом

спектре слабого π пика указывает на наличие в пределах участка «L» незначительной примеси графита. Спектр EELS, полученный от участка «G», указывает только на графит.

С помощью режима HRTEM в гомогенной алмазной фазе якутитов удалось визуализировать участки нанометрового размера с атомным строением, отвечающим графитовой и лонсдейлитовой структурам (рис. 14). Электронная микродифрактограмма, полученная от участка с лонсдейлитовой структурой, вполне совпадает с дифрактограммой отражений от плоскостей (001) в гексагональной решетке лонсдейлита.

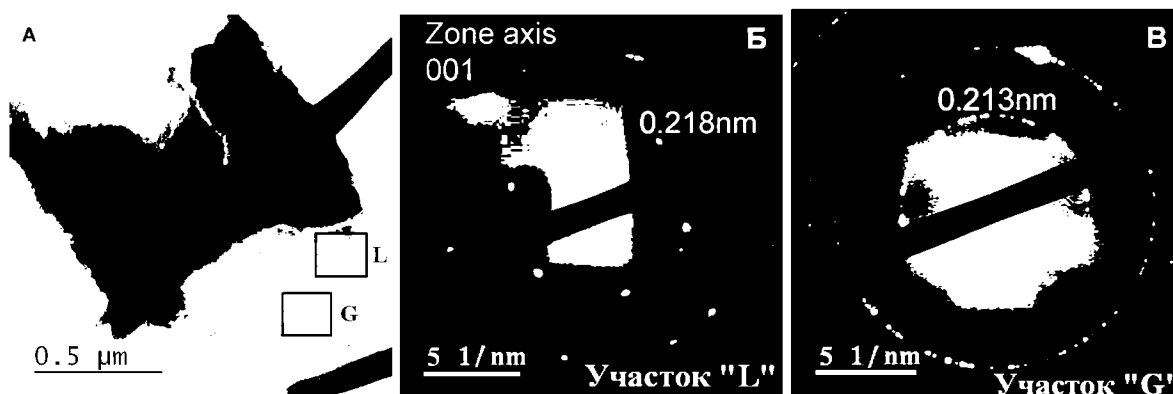


Рис. 12. Светлопольное ПЭМ-изображение частицы якутита обр. № 12 с наночастицами лонсдейлитовой (L) и графитовой (G) структуры (A) и соответствующие наночастицам картины электронной дифракции (Б, В)

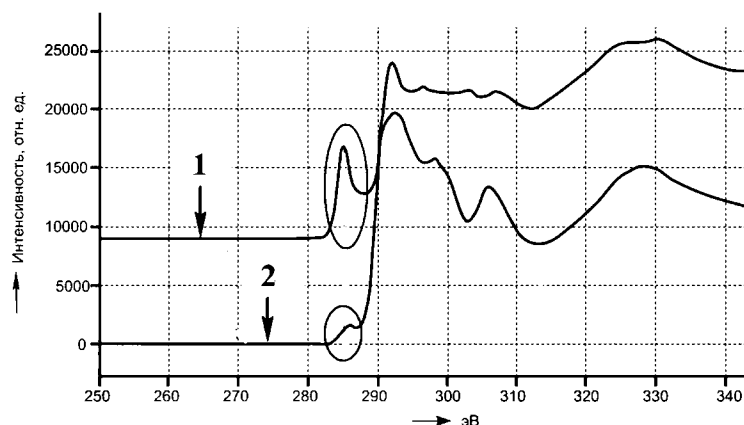


Рис. 13. Спектры EELS графита (1) и лонсдейлита (2), полученные от наночастиц соответственно «G» и «L» и в образце якутита № 12. Овалами отмечены π пики

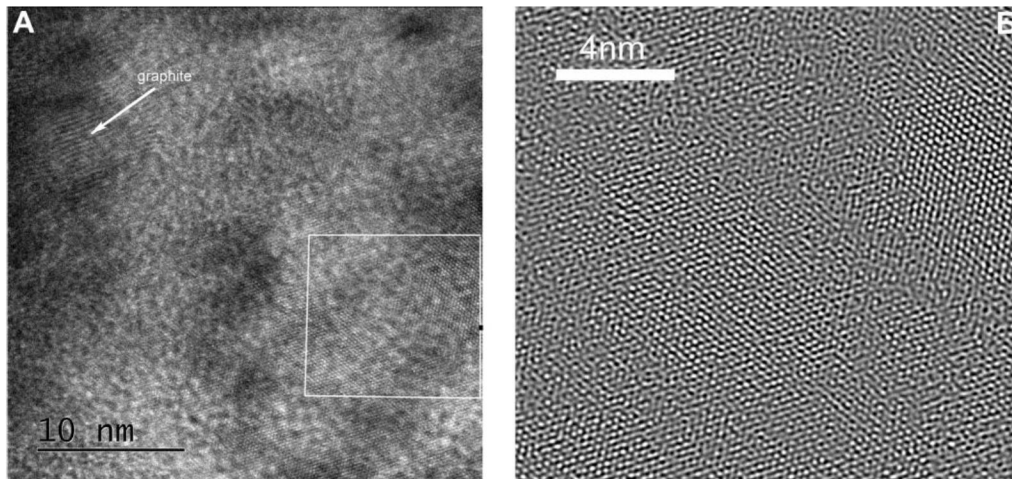


Рис. 14. HRTEM-изображение нанометровых участков в якутите (А) с графитовой (показан стрелкой) и лонсдейлитовой (выделен рамкой) структурой и детализация участка с лонсдейлитовой структурой (Б), полученная при обратном Фурье-преобразовании с использованием отражений от плоскостей (100) в лонсдейлите

Существенный интерес представляет сравнение якутитов с бразильскими карбонадо – наиболее известной микрополикристаллической разновидностью природных алмазов, образующихся путем кристаллизации. Проведенные нами исследования показали, что карбонадо в отличие якутитов не дают на дифрактограммах признаков лонсдейлитового разупорядочения алмазной фазы (рис. 15).

Обсуждение и выводы

Проведенные исследования показали, что якутиты представляют собой апографитовую, наномикрополикристаллическую, лонсдейлитсодержащую разновидность природных алмазов, образовавшуюся

в условиях сильного динамического сжатия. При этом в ходе мартенситного структурного превращения исходный графит преобразовывался не в алмаз, а в лонсдейлит, который лишь впоследствии в результате высокотемпературного отжига частично или почти полностью переходил в алмаз. Степень такого перехода зависела от начальной температуры превращения и времени остывания (длительности эпигенетического отжига) первоначального продукта. Можно предполагать, что якутиты с меньшим содержанием лонсдейлитовой компоненты образовались при большей температуре и медленнее остывали, претерпевая более продолжительный отжиг.

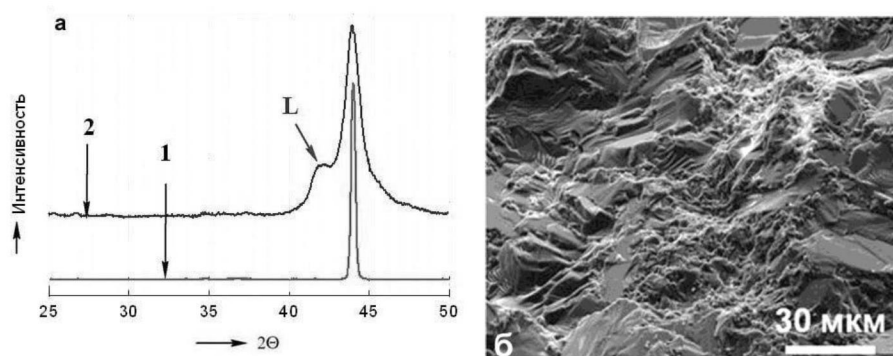


Рис. 15. Рентгеноструктурное сравнение бразильских карбонадо (а, 1) с якутитом (а, 2) и микростроение проанализированного образца карбонадо (б)

Лонсдейлит в якутитах реализуется только как структурное несовершенство алмаза, а определяемое рентгеновским методом содержание так называемой примеси лонсдейлита представляет собой, в сущности, степень лонсдейлитового разупорядочения структуры алмазной фазы. Последнее прямо подтверждается данными HRTEM.

Из всех известных в настоящее время разновидностей природных алмазов якутиты по форме частиц, внутреннему строению, степени дисперсности алмазной фазы, рентгеноструктурным свойствам могут быть сопоставлены лишь с бразильскими карбонадо и алмазами импактного происхождения.

Карбонадо в сравнении с якутитами характеризуются гораздо более крупными и преимущественно овалоидными по форме телами, большей пористостью, на два–три порядка большими по размеру алмазными индивидами октаэдрического или гранулообразного габитуса, насыщенностью интерстициальными и внутриалмазными ксеноминеральными примесями [20]. Лонсдейлит в карбонадо ни в гетерофазной, ни в структурной формах до настоящего времени достоверно не обнаруживался.

Библиографический список

1. Бритун В. Ф., Курдюмов А. В., Петруша И. А. Структурные особенности зарождения плотных фаз при сжатии гексагонального графита. Сверхтвердые материалы. 2003. № 5. С. 11–18.
2. Васильев Е. А., Петровский В. А., Силаев В. И. и др. Сравнительная спектроскопия алмазов из Попигайского кратера и якутитов // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2013): материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 187–190
3. Вишневецкий С. А. Астроблемы. Новосибирск: ООО «Нонпарель», 2007. 288 с.
4. Вишневецкий С. А. Лампроиты восточной окраины Анабарского щита: новые данные и возможные перспективы // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Миасс: Изд-во ИМин УрО РАН, 2006. С. 7–13.
5. Вишневецкий С. А., Афанасьев В. П., Аргунов К. П., Пальчик Н. А. Импактные алмазы: их особенности происхождения и значение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 326 с.
6. Граханов С. А. Прогноз коренной алмазности на севере Якутской алмазоносной провинции // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути решения. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2001. С. 481–490.
7. Граханов С. А., Шаталов В. И., Штыров В. А. и др. Россыпи алмазов России. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2007. 457 с.
8. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003. 603 с.

Провести полноценное сопоставление якутитов с алмазами импактного происхождения, находящимися непосредственно в ударно-метаморфизованных породах, нам пока не удалось. Однако уже установлено [2], что по своим спектроскопическим свойствам якутиты и похожие на них попигайские алмазы практически совпадают, что, впрочем, свидетельствует лишь о принципиальной тождественности мартенситного механизма их образования. По другим важным минералого-геохимическим свойствам – микроэлементам-примесям и изотопному составу углерода – якутиты отличаются от попигайских алмазов, сближаясь с алмазами мантийного происхождения [14, 15].

На основании своеобразия некоторых свойств и приведенных в начале статьи геологических соображений мы допускаем, что якутиты могут представлять собой самостоятельную, мантийную по месту и «детонационную» по способу образования [21] фацию природных алмазов.

Авторы благодарят доктора г.-м.н. В. И. Ракина за полезную критику.

Работа выполнена при финансовой поддержке АК «АЛРОСА» (ОАО) (договор НИР № 10/2011) и проекта фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1026.

9. Ковальчук О. Е., Липатова А. Н., Богуш И.Н. К вопросу о первоисточниках алмазов из россыпей Лено-Анабарского междуречья // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 169–176.
10. Курдюмов А. В., Островская Н. Ф., Голубев А. С. Механизм образования, стабильность и реальная структура лонсдейлита // Сверхтвердые материалы. 1984. № 4. С. 17–25.
11. Масайтис В. Л., Футергендлер С. И., Гневушев М. А. Алмазы в импактиках Попигайского метеоритного кратера // Записки ВМО. 1972. № 1. С. 108–112.
12. Масайтис В. Л., Шафрановский Г. И., Федорова И. Г. Апографитовые импактные алмазы из астроблем Рис и Попигай // Там же. 1995. № 4. С. 12–19.
13. Налетов А. М., Ножкина А. В. Лонсдейлит в наноалмазах // Породоразрушающий и металлообрабатывающий инструмент – техника, технология его изготовления и применения. 2011. № 14. С. 195–201.
14. Петровский В. А., Силаев В. И., Сухарев А. Е. и др. Якутиты: новые результаты минералого-геохимических исследований // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2013): материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 246–248.
15. Петровский В. А., Силаев В. И., Сухарев А. Е. и др. Типоморфные минералого-геохимические свойства якутитов // Вестн. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 4. С. 15–22.
16. Ракин В. И. Лонсдейлит в двойниковых сростках алмазов уральско-бразильского типа // Там же. 2012. № 4. С. 18–22.
17. Решетняк Н. Б., Езерский В. А. Комбинационное рассеяние света в природных алмазах // Минералогический журнал. 1990. Т. 12. № 5. С. 3–9.
18. Сохор М. И., Футергендлер С. И. Рентгенографическое исследование образований кубический алмаз – лонсдейлит // Кристаллография. 1974. Вып. 4. С. 759–762.
19. Спецрус З. В., Гриффин В. Л., Прокофьев С. И. Особенности алмазов и вероятный источник формирования россыпей Эбеляхской площади, Якутск // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: матер. Всерос. совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 128–129.
20. Сухарев А. Е., Петровский В. А. Минералогия карбонадо и экспериментальные модели их образования. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2007. 193 с.
21. Титов В. М., Анисичкин В. Ф., Мальков И. Ю. Исследование процесса синтеза ультрадисперсного алмаза в детонационных волнах // Физика горения и взрыва. 1989. Т. 25, № 3. С. 117–120.
22. Шевырев Л. Т., Зинчук Н. Н., Савко А. Д. Алмазы «эбеляхского» типа – из нижнепротерозойских коматиитов? // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2003. С. 181–184.
23. Шумилова Т. Г., Майер Е., Исаенко С. И. Природный монокристаллический лонсдейлит // Докл. АН. 2011. Т. 441, № 2. С. 236–239.
24. Dubrovinskaia N., Solozhenko V. L., Miyajima N. et al. Superhard nanocomposite of dense polymorphs of boron nitride: non-carbon material has reached diamond hardness // Appl. Phys. Letters, 2007. Vol. 90. P.101912.
25. Irifune T., Kurio A., Sakamoto S. et al. Ultra-hard polycrystalline diamond from graphite // Nature. 2003. Vol. 421, N 6. P. 599–600.
26. Koeberl C., Masaitis V. L., Shafranovsky C. I. et al. Diamonds from the Popigai impact Structure, Russia // Geology. 1997. Vol. 25, № 1. P. 967–970.
27. Kurdyumov A. V. Synthesis and Structure of Nanocrystalline powders of ultrahard Phases // Powder Metallurgy and Metal Ceramics. 2000. Vol. 39, № 7–8.
28. Kvasnytsya V., Wirth R. Micromorphology and internal structure of apographitic impact diamonds: SEM and TEM study // Diamond and Related Materials. 2013. Vol. 32. P. 7–16.
29. Kvasnytsya V., Wirth R., Dobrzhinetskaya L. et al. New evidence of meteoritic origin of the Tunguska cosmic body // Planet. Space Sci. 2013. Vol. 84. P. 131–140.
30. Shibata K., Kamioka H., Kaminsky F. V. et al. Rare earth element patterns of carbonado and yakutite: evidence for their crystal origin // Mineralogical Magazine. 1993. Vol. 57. P. 607–611.

Yakutit X-ray analysis and evaluation of content of lonsdaleite impurities

**V.A. Petrovsky^a, V.P. Filonenko^b, V.I. Silaev^a, I.P. Zibrov^c, A.E. Sukharev^a,
A.L. Zemnukhov^d, B.S. Pomazansky^e**

^a Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 167982, Syktyvkar, Pervomayskaya, 54. E-mail: petrovsky@geo.komisc.ru; Silaev@geo.komisc.ru; sukharev@geo.komisc.ru

^b Institute of High Pressure Physics Russian Academy of Sciences, Troitsk. E-mail: filv@hppi.troitsk.ru

^c Institute of Crystallography, Russian Academy of Sciences, Moscow

^d OAO «Diamonds Anabara», Yakutsk

^e NIGP AK «ALROSA» (OAO), Mirny.

E-mail: PomazanskiyBS@alrosa.ru@alrosa.ru

The paper discusses the X-ray diffraction yakutites properties. They are endemic nanomicropolycrystalline lonsdaleite-bearing varieties of natural diamonds disputed origin. Based on the data and experience of production and study of synthetic analogues it is concluded that yakutites are specific diamond facies and differ from Brazilian carbonado.

Key words: *diamonds, lonsdaleite, yakutite, carbonado, impactites, X-ray diffraction.*

Рецензент – кандидат геолого-минералогических наук Ю.С. Симакова

ГЕОФИЗИКА, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

УДК 550.831

Современные процедуры вычисления аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических наблюдениях

С.Г.Бычков^{a,b}, А.А.Симанов^a, В.В.Хохлова^{a,b}

^aГорный институт УрО РАН, 614007, Пермь, ул. Сибирская, 78а. E-mail: bsg@mi-perm.ru

^bПермский государственный национальный исследовательский университет, 614990, Пермь, ул. Букирева, 15. E-mail: geophysic@psu.ru
(Статья поступила в редакцию 20 мая 2013 г.)

Возможности гравиразведки на современном этапе вступают в противоречие с существующими инструктивными требованиями к ее проведению. Предлагается использование новых процедур редуцирования гравиметрических данных. На конкретном примере обработки данных гравиметрической съемки на территории Пермского края показано, что применение современных процедур обработки позволяет повысить их информативность.

Ключевые слова: *гравиразведка, обработка данных, аномалии Буге.*

Введение

В гравиразведке основными исходными данными для получения информации о геологическом строении территорий являются аномалии силы тяжести в редукции Буге. Очевидно, что они должны быть свободны от всех помех негеологического характера. Процедуры редуцирования стандартизированы и обязательны для всех организаций, проводящих гравиметрические работы.

Напомним основную формулу вычисления аномалий силы тяжести в редукции Буге (Δg_B) [2, 7]:

$$\Delta g_B = g_{\text{набл}} - \gamma_0 + \delta g_{\text{Фая}} - \delta g_{\text{пр.сл}} + \delta g_{\text{рф}}, \quad (1)$$

где $g_{\text{набл}}$ – наблюдаемое значение силы тяжести в гравиметрическом пункте на высоте H ; γ_0 – нормальное значение силы тяжести; $\delta g_{\text{Фая}} = 0.3086H$ – поправка за свободный воздух (Фая); $\delta g_{\text{пр.сл}} = 0,0419\sigma H$ – поправка за промежуточный слой с плотностью σ ; $\delta g_{\text{рф}}$ – поправка за влияние окружающего рельефа. Принятые вычисления аномалий Буге, описанные в учебниках по геофизике и вошедшие в Инструкцию по гравиразведке [5], формализовались в 1920–1930-х гг. Параметры формул вычисления аномалий силы тяжести опирались на известные в то время сведения о форме Земли, абсолютном значении силы тяжести и минимизировали вычислительные затраты. Несмот-

ря на допущения и упрощения, эти процедуры с минимальным изменением продолжают использоваться и поныне для решения большого круга геолого-геофизических задач.

В настоящее время произошли принципиальные изменения в аппаратном оснащении гравиметрических исследований. Если ранее при работе с отечественными гравиметрами ГНУ-КВ и оптическими нивелирами среднеквадратическая погрешность определения аномалий Буге составляла $\pm 0.06-0.10$ мГал, то с современными гравиметрами, системой GPS и электронными тахеометрами погрешность составляет $\pm 0.02-0.04$ мГал при точности определения наблюдаемых значений силы тяжести $\pm 0.005-0.015$ мГал [1]. Существенным образом возросли наши знания о форме Земли, создана мировая опорная гравиметрическая сеть, в открытом доступе имеются детальные базы данных о фигуре геоида и рельефе Земли и, учитывая современные вычислительные мощности, нет никаких причин для применения упрощенных формул при вычислении поправок и редуций в гравиметрические наблюдения.

Рассмотрим основные допущения процедур редуцирования, принятых при обработке полевых гравиметрических данных.

Система высот

Высоты гравиметрических пунктов определяются в России в Балтийской системе высот, т.е. как превышение относительно поверхности геоида или уровня моря (H), в то время как нормальное поле определяется на уровне эллипсоида на высоте h (рис.1). Разница между этими высотами $N = h - H$ называется ундуляцией геоида. Поскольку пункты с измеренными и нормальными значениями относятся к разным поверхностям, то вычисленные аномалии называются смешанными [7]. Поправка за высоту N называется косвенным эффектом.

В настоящее время благодаря спутниковым наблюдениям и обобщению наземных, морских и аэрогравиметрических съемок ундуляции геоида определены с достаточно высокой точностью. Кроме того, применение систем спутниковой навигации GPS и ГЛОНАСС позволяет определять превышения пунктов наблюдений относительно базовой станции в геодезической системе высот. Использование эллипсоидальных высот автоматически снимает вопрос о необходимости учета косвенного эффекта.

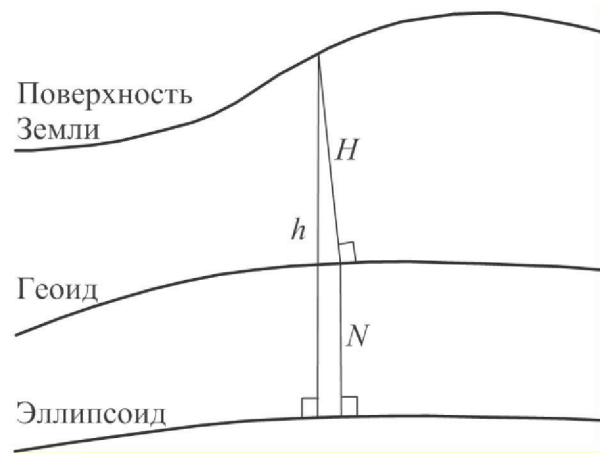


Рис. 1. Схема соотношения между системами высот

На рис. 2 представлены разности аномалий в свободном воздухе, вычисленные с высотами относительно геоида и эллипсоида, для регионального профиля на севере Пермского края. Среднеквадратическая погрешность определения наблюдаемых значений силы тяжести на данной площади составила ± 0.017 мГал; высот – ± 0.10 м. Ундуляции геоида вдоль профиля составляют более 1 м (рис.2, а). Разность аномалий Буге, вычисленных с высотами относительно геоида и относительно эллипсоида (рис.2, б), достигает 0.15 мГал, т.е. практически на порядок превышает точность съемки.

Нормальное значение силы тяжести

Нормальное значение силы тяжести на поверхности уровня эллипсоида вы-

числяется по формуле А.Клеро, которая с членами второго порядка записывается следующим образом [8]:

$$\gamma_0 = \gamma_e (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi), \quad (2)$$

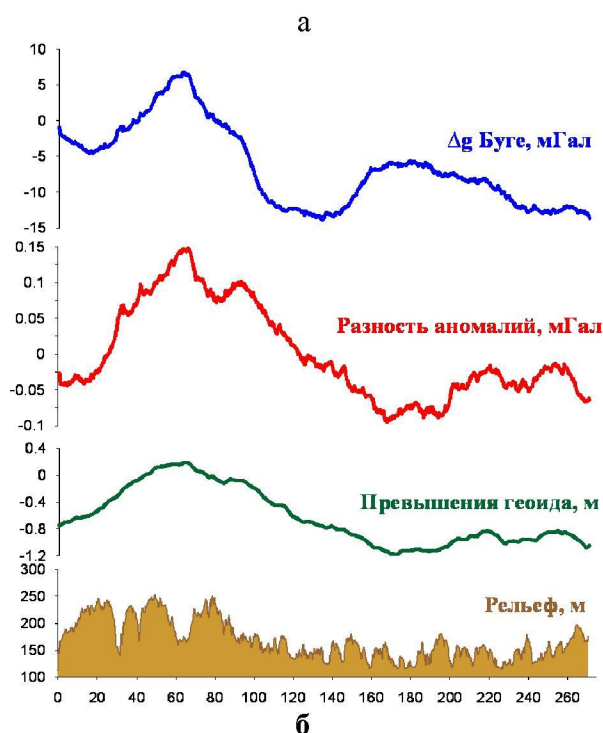
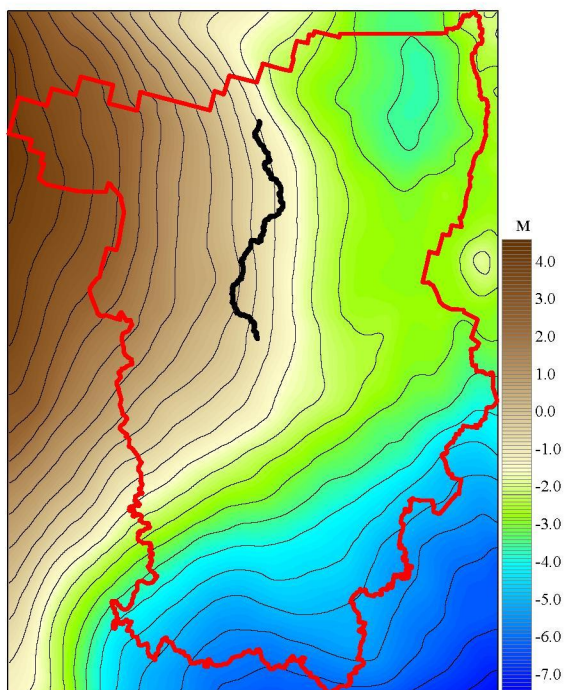


Рис. 2. Разность поправок в свободном воздухе, вычисленных с высотами относительно геоида и эллипсоида: а) ундуляции геоида на территории Пермского края (черной линией показан гравиметрический профиль); б) графики аномалий по профилю

где $\beta = (\gamma_p - \gamma_e)/\gamma_e$, $\beta_1 = \alpha^2/8 + \alpha\beta/4$, $\alpha = (a - b)/a$, γ_p и γ_e – нормальные значения силы тяжести на полюсе и экваторе эллипсоида, a и b – соответственно большая и малая полуоси эллипсоида, φ – широта.

Инструкция по гравиразведке [5] предписывает вычислять нормальное значение силы тяжести по формуле Ф.Р.Гельмерта, которая выведена им в 1909 г. по 1603 наблюдениям силы тяжести [3]:

$$\gamma_0 = 978030 (1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi). \quad (3)$$

После Гельмерта определением постоянных формулы (2) занимались многие ученые (Кассинис, 1930; Жонголович, 1952; Moritz, 1980 и др.). В настоящее время в России Распоряжением Правительства РФ от 28.12.2012 г. №1463 установлены единые государственные системы координат (ПЗ-90.11 – «Параметры Земли 1990 года»). Подставляя в (2) значения ПЗ-90.11, получим

$$\gamma_0 = 978032.84 (1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000058 \sin^2 2\varphi). \quad (4)$$

Сравнение значений нормального поля, вычисленных по формуле Гельмерта с параметрами ПЗ-90.11 (рис. 3), показывает, что для крупномасштабных гравиметрических съемок нет принципиальной разницы, какую из формул использовать при вычислении аномалий силы тяжести. Для средних широт градиент разности значений нормального поля, вычисленный по различным формулам, составляет около 0.05 мГал на 1 градус (т.е. примерно на 100 км) и легко может быть исключен из гравитационного поля как часть регионального фона. Однако при региональных гравиметрических съемках и составлении сводных гравиметрических карт использование формулы Гельмерта приведет к существенным искажениям поля.

Вертикальный градиент силы тяжести

Поправка за высоту (редукция Фая или «в свободном воздухе»), по сути, представ-

ляет собой нормальный вертикальный градиент силы тяжести. Она предназначена для приведения нормальных значений

силы тяжести к пункту наблюдений на поверхности Земли.

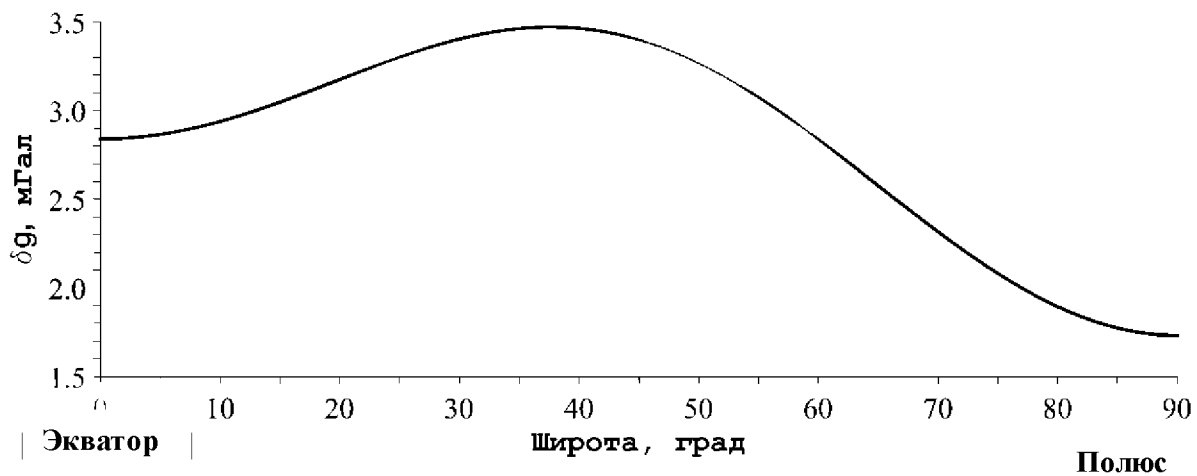


Рис.3. Разность значений нормального поля, вычисленных по формуле Гельмерта с параметрами ПЗ-90.11

В практике гравиразведки [2, 5], предполагая, что Земля является шаром с радиусом 6371 км и значением нормального поля 980 Гал, используется формула

$$\delta g_h = 0,3086H. \quad (5)$$

Аналитическое выражение вертикального градиента силы тяжести для эллипсоида приведено в отечественной и зарубежной литературе [11, 8]. Линейный ($\partial\gamma/\partial n$) и квадратичный ($\partial^2\gamma/\partial^2 n$) коэффициенты вертикального градиента нормального поля силы тяжести по нормали к поверхности эллипсоида n вычисляются по формулам [8]

$$\frac{\partial\gamma}{\partial n} = -\frac{2\gamma_e}{a} \left[1 + \alpha - q - \left(3\alpha - \frac{5}{2}q \right) \sin^2\varphi \right], \quad (6)$$

$$\frac{\partial^2\gamma}{\partial^2 n} = \frac{3\gamma_e}{a^2},$$

где γ_e – значение силы тяжести на экваторе, a – большая полуось общего земного эллипсоида, α – полярное сжатие эллипсоида, $q = \omega^2 a / \gamma_e$, ω – угловая скорость вращения Земли. Обычно формула поправки за высоту пункта наблюдения приводится к виду

$$\delta g_h = (k_1 + k_2 \sin^2\varphi)h + k_3 h^2. \quad (7)$$

Подставляя в формулы (6) и (7) значения ПЗ-90.11, получим

$$\delta g_h = - (0.3087727654 - 0.0004308698 \sin^2\varphi)h + 7.21252 \times 10^{-8} h^2. \quad (8)$$

На рис. 4 приведен график разности поправок в свободном воздухе по формулам (5) и (8) для широт, на которых расположен Пермский край. Как видно из графика, неучёт эллипсоидальности Земли для данного региона приводит к перекосу поля более чем на 0,4 мГал.

Поправка за промежуточный слой

При введении этой поправки предполагается, что промежуточный слой представляет собой плоскопараллельную горизонтальную пластину с постоянной плотностью 2,30 г/см³, 2,67 г/см³ или некоторой средней для конкретной площади исследований. Влияние отклонений физической поверхности Земли от плоскости учитывается введением специальной поправки – поправки за влияние рельефа.

Притяжение плоского однородного слоя толщиной H и плотностью σ вычисляется по формуле [2]

$$\delta g_{пл.сл.} = 2\pi f\sigma H = 0.0419\sigma H, \quad (9)$$

где f – гравитационная постоянная, официальное значение которой, даваемое

международной комиссией по константам, составляет $(6.67259 \pm 0.00085) 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-2}$.

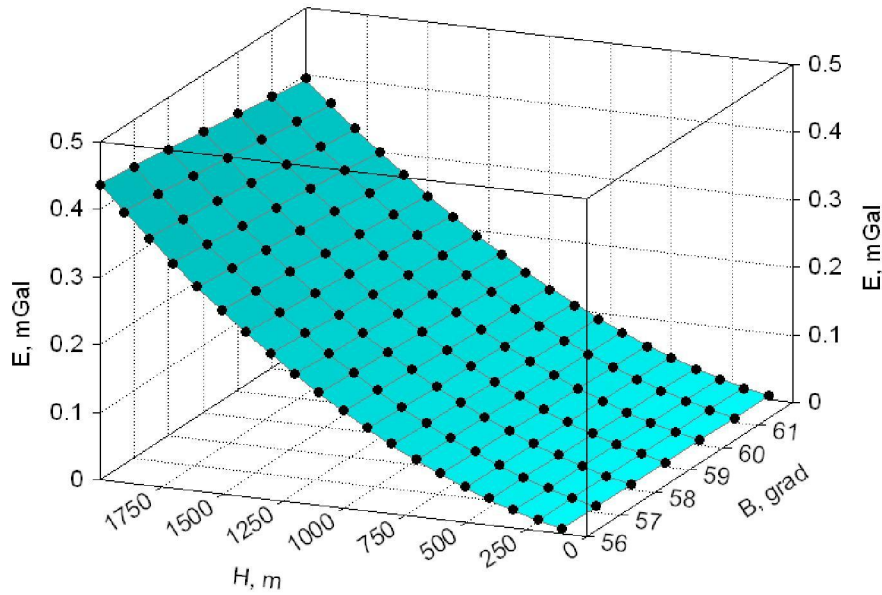


Рис. 4. Зависимости погрешности поправки в свободном воздухе от широты и в высоты пункта наблюдения

Формулу вычисления притяжения сферического сегмента вывели В.М. Гордин, Г.Г. Ремпель, А.И. Каленицкий и В.П. Смирнов. Т.Р. LaFehr [10] привел ее к простому виду

$$\delta g_{сф.сл} = 2\pi f \sigma (\mu H - \lambda R), \quad (10)$$

где $\mu = (1/3 \eta^2 - \eta)$,

$$\lambda = \frac{1}{3} \left\{ \left[(1 + f\delta + \delta^2) \left[(f - \delta^2) + k \right] \right]^{1/2} + p + m \ln \frac{n}{f - \delta + \left[(f - \delta^2) + k \right]^{1/2}} \right\},$$

$$\delta = R_0/R, \quad \eta = h/R, \quad d = 3 \cos^2 \alpha - 2, \quad f = \cos \alpha, \\ k = \sin^2 \alpha, \quad p = -6 \cos^2 \alpha \sin(\alpha/2) + 4 \sin^3(\alpha/2),$$

$m = -3 \sin^2 \alpha \cos \alpha$, $n = 2[\sin(\alpha/2) - \sin^2(\alpha/2)]$, $R = R_0 + H$, $\alpha = S/R_0$, S – радиус сферического сегмента и R_0 – радиус Земли (рис. 5).

Сравнение формул (9) и (10) при $S = 166,735$ км показывает весьма большое расхождение между величинами поправок (рис. 6).

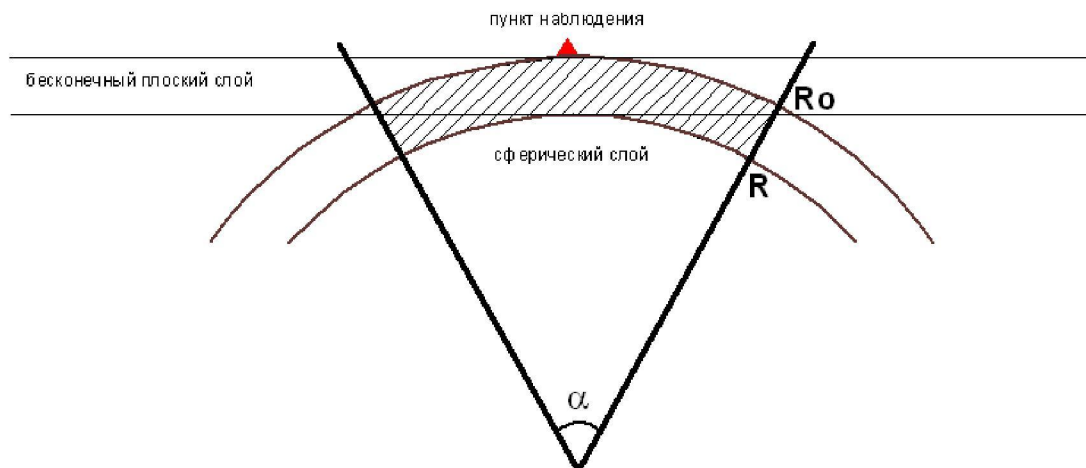


Рис. 5. Сферический и плоский слои Буге

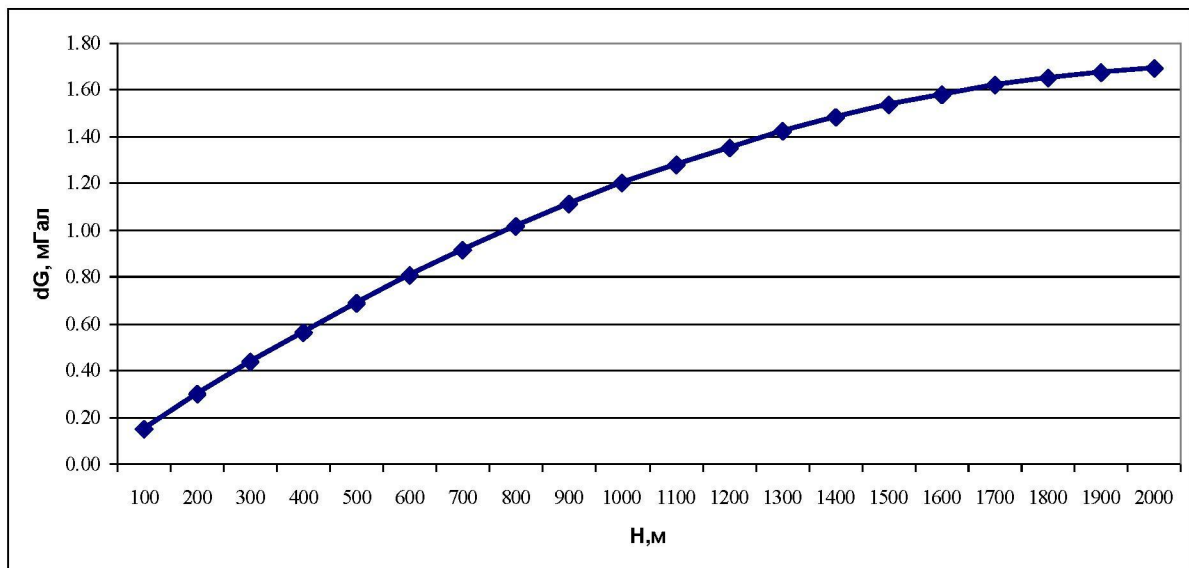


Рис. 6. Разность поправок Буге для плоской и сферической Земли в зависимости от высоты

Поправка за влияние рельефа

Вычислением поправок за влияние рельефа с учетом кривизны Земли занимался П.И. Лукавченко [6]. Им предложены простые формулы учета превышений не только относительно высоты геоида, но и относительно горизонтальной плоскости, проходящей через гравиметрический пункт (рис. 7):

$$\begin{aligned} \delta g_{рф}(H) &= \delta g_{рф}(h) - \delta g_{рф}(h-H) \\ &\text{для } H < h, \\ \delta g_{рф}(H) &= \delta g_{рф}(H-h) - \delta g_{рф}(h) \\ &\text{для } H > h, \end{aligned} \quad (11)$$

$$\delta g_{рф}(H) = \delta g_{рф}(H+h) - \delta g_{рф}(h) \\ \text{для } H < 0.$$

Следует отметить, что если при «плоской» Земле все поправки за влияние рельефа положительны, то при учете сферичности они знакопеременны. Вычитать следует влияние масс пород, слагающих рельеф, лежащих ниже горизонтальной плоскости, проходящей через гравиметрический пункт и выше поверхности земного эллипсоида относительно высоты пункта (рис. 7).

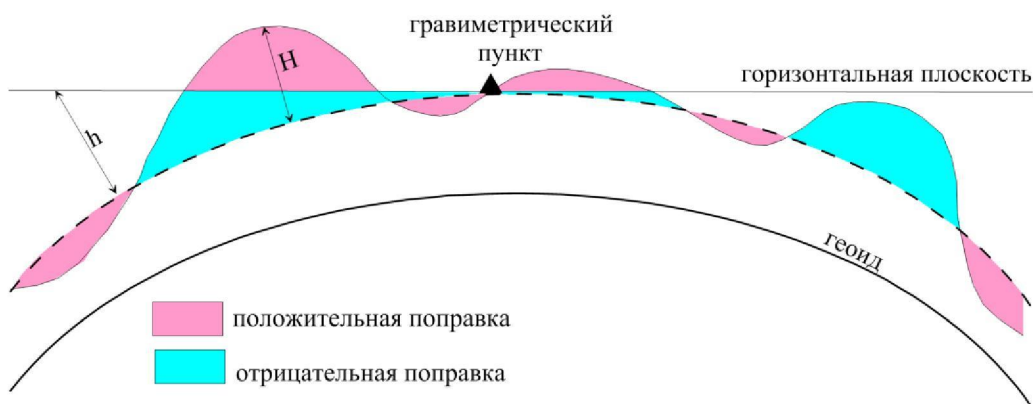


Рис. 7. Вычисление поправок за влияние рельефа с учетом сферичности Земли

Использование формул (11) позволяет применять для вычисления поправок тех-

нологии, разработанные для «плоской» Земли [4], вычисляя расстояния до призм,

аппроксимирующих рельеф, в соответствии с углом наклона поверхности Земли.

Поправка за влияние атмосферы

Масса атмосферы Земли включена вместе с массой твердой Земли в нормальное значение силы тяжести на поверхности уровня эллипсоида (4). Однако масса атмосферы выше гравиметрического пункта не воздействует на измеренное значение силы тяжести, предполагая однородный состав атмосферы сферических оболочек. Гравитационный потенциал однородной оболочки в любой точке в её пределах постоянен, таким образом, величина силы тяжести от перекрывающей оболочки равна нулю. Следовательно, влияние атмосферных масс

необходимо исключить из аномалий силы тяжести, т.е. вычесть из нормального значения силы тяжести.

Согласно ПЗ-90.11 поправка в ускорение нормальной силы тяжести за притяжение атмосферы на уровне моря равна 0.87 мГал. На высоте H ее предлагается вычислять по формуле

$$\delta g_{атм} = 0.87e^{-0.116H^{1.047}} \quad (12)$$

В зарубежной литературе [8] предлагается использовать следующее аналитическое выражение:

$$\delta g_{атм} = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5}H + 3.56 \times 10^{-9}H^2 \quad (13)$$

Сравнение формул (12) и (13) показывает, что до высоты 8 км разность значений поправок не превышает 0.006 мГал (рис. 8), поэтому нет принципиальной разницы, какую из формул использовать.

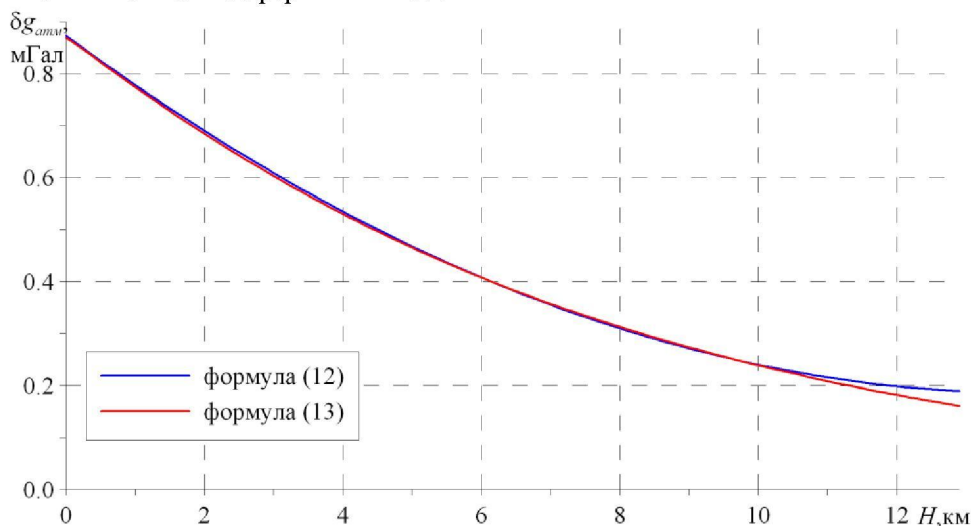


Рис.8. Сравнение формул вычисления поправки за влияние атмосферы

Эта поправка особенно необходима при гравиметрических съемках, проводимых в районах с большим перепадом высот. Следует отметить, что формула (4) не учитывает вариации атмосферного давления.

Программное обеспечение

Для вычисления аномалий силы тяжести в редукции Буге с использованием различных формул редуцирования разработана программа, интерфейс которой приведен на рис. 9. Программа позволяет вычислять аномалии Буге по стандартным

формулам, которые определены Инструкцией по гравиразведке [5], и по формулам, выведенным в разное время различными исследователями. В программу заложены параметры принятого в России земного эллипсоида, современные данные о геоиде и рельефе Земли.

Для определения средней плотности промежуточного слоя по формулам (9) или (10) в программу включен блок, который, используя метод Неттлетона [2], вычисляет коэффициенты корреляции между аномалиями Буге и рельефом.

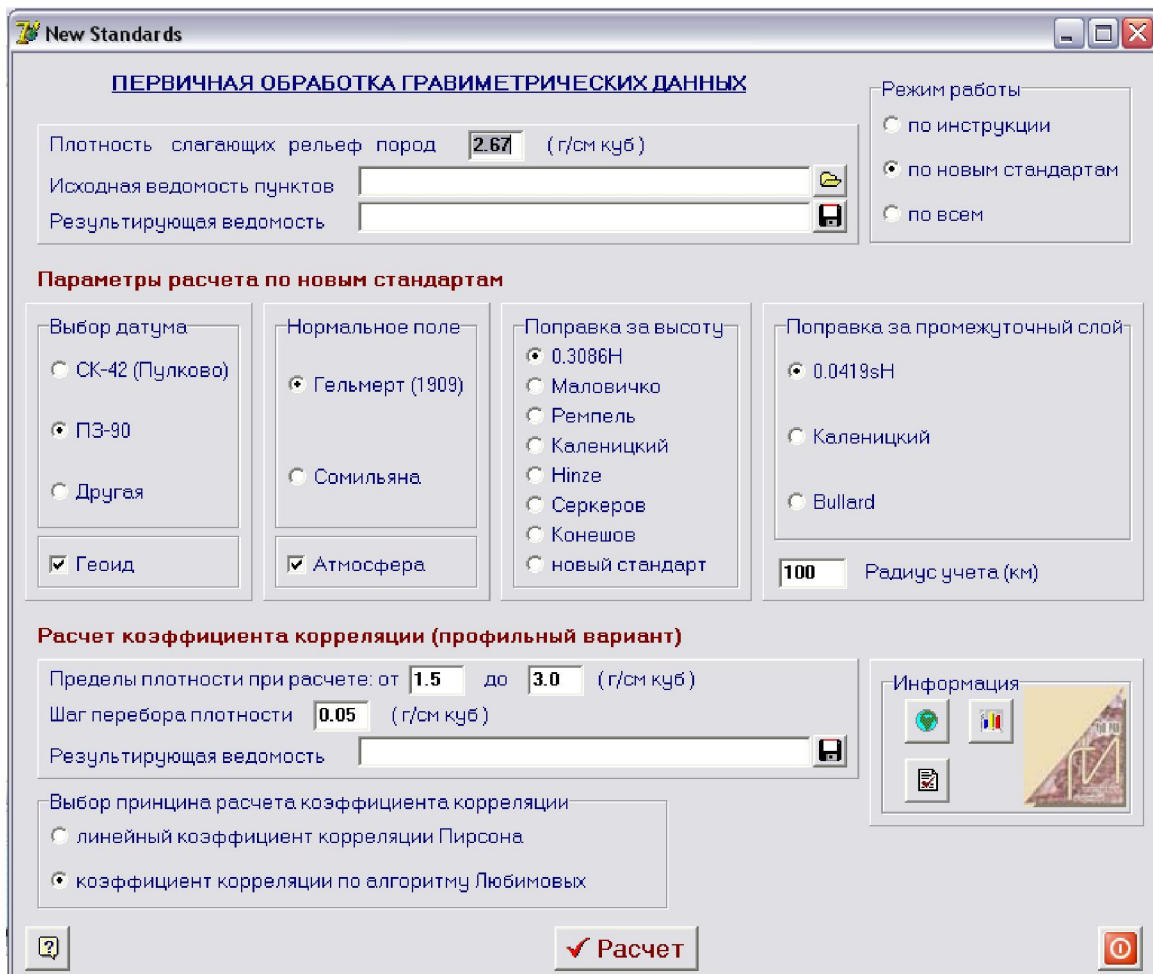


Рис. 9. Интерфейс программы вычисления аномалий Буге по различным формулам

Пример вычисления аномалий силы тяжести

Рассмотрим пример вычисления аномалий силы тяжести на одном из участков гравиметрической съемки на востоке Пермского края (рис. 10). Размеры площади примерно 18×27 км; перепад высот рельефа от 140 до 500 м. Измерения проведены высокоточными гравиметрами Autograv CG-5 с привязкой гравиметрических пунктов с помощью спутниковой системы GPS-Глонавс Trimble-R8 и электронных тахеометров. Среднеквадратическая погрешность определения наблюдаемых значений силы тяжести на данной площади составила ± 0.033 мГал. Обработка полевых гравиметрических данных выполнена двумя способами: по формуле (1) и с использованием описанных выше

процедур редуцирования, основанных на международно принятых уравнениях и параметрах. Кроме того, во втором случае использовались высоты гравиметрических пунктов относительно референц-эллипсоида.

Как видно из рисунка, разность аномалий, вычисленных различным способом, достигает ± 0.10 мГал, т.е. в три раза превосходит точность полевой съемки. Разность аномалий возникает, в основном, за счет ошибки использования упрощенной формулы вычисления аномалий в свободном воздухе и пренебрежения влиянием атмосферного эффекта. Погрешность, обусловленная использованием различной системы высот (косвенный эффект), практически не сказывается на морфологии локальных аномалий из-за небольших размеров площади съемки.

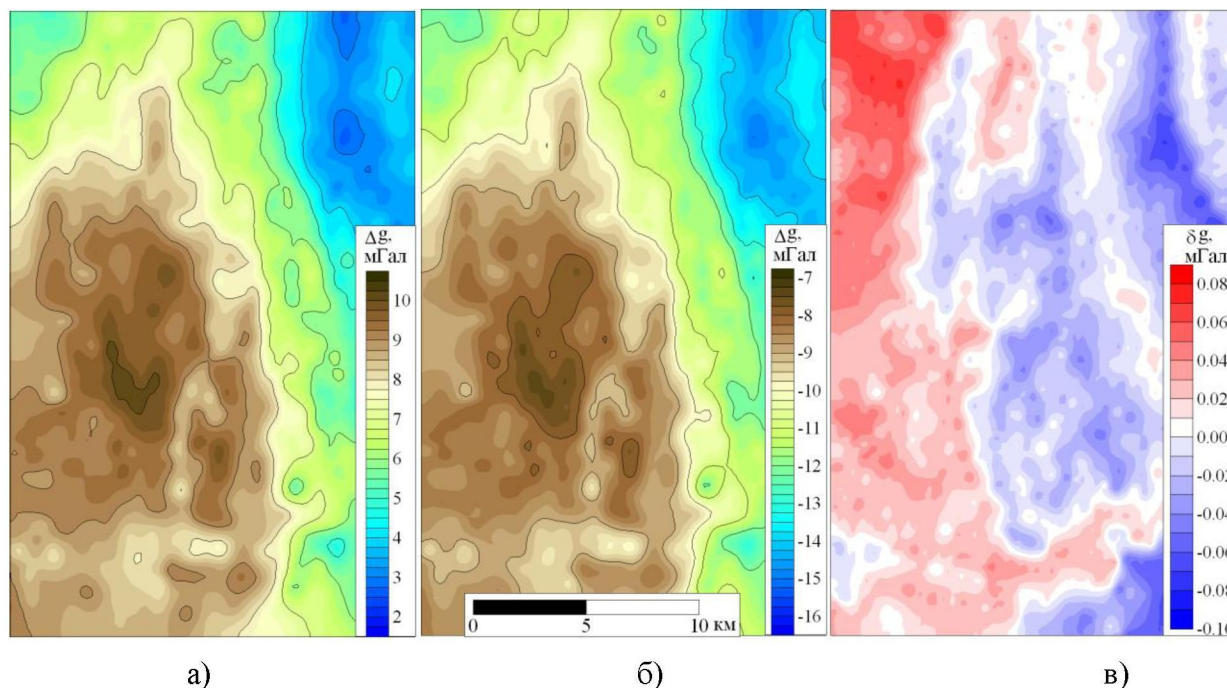


Рис. 10. Сравнение аномалий Буге, вычисленных различным способом: а) принятым в России; б) по предлагаемым формулам; в) разность аномалий

Заключение

Возможности гравиразведки на современном этапе вступают в противоречие с существующими инструктивными требованиями к ее проведению. Несомненно, что использование современной формулы вычисления нормального поля, а не выведенной Ф.Р.Гельмертом в 1909 г., учет эллипсоидальности Земли при определении вертикального градиента и промежуточ-

ного слоя, существенно повышают точность гравитационных аномалий. Необходимо переосмысление традиционных методик обработки гравиметрических данных и принятие методики редуцирования с использованием принятого в России земного эллипсоида, современных данных о геоиде и рельефе Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-96013).

Библиографический список

1. Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2010. 187 с.
2. Гравиразведка: справочник геофизика / под ред. Е.А. Мудрецов, К.Е. Веселова. М.: Недра, 1990. 607 с.
3. Грушинский Н.П. Основы гравиметрии. М.: Наука, 1983. 352 с.
4. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Антитин В.В. Определение поправок за влияние удаленных областей рельефа местности при гравиметрических наблюдениях // Вестник Пермского университета. Геология. 2004. С. 95-101.
5. Инструкция по гравиразведке. М., Недра, 1980. 79 с.
6. Лукавченко П.И. Гравиметрическая разведка на нефть и газ. М.: Гостоптехиздат, 1956. 336 с.
7. Маловичко А.К. Основной курс гравиразведки. Ч.1 / Перм. ун-т. Пермь, 1966. 326 с.
8. Шимбирев Б.П. Теория фигуры Земли. М.: Недра, 1975. 432 с.
9. Hinze W.J., Aiken C., Brozena J. et al. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database / Geophysics. 2005. Vol. 70, N. 4. P. 125-132.

10. LaFehr T.R. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction // *Geophysics*. 1991. Vol.56, N 8. P.1179–1184. gravity, geodesy, and geophysics // *Ibid.* 2001. Vol. 66, N 6. P. 1660–1668.
11. Li X., Gotze H.-J. Tutorial. Ellipsoid, geoid,

Modern Procedures of Calculation of Gravity Anomalies at Precision Gravity Measurements

S.G. Bychkov^{a, b}, A.A. Cimanov^a, V.V. Hohlova^{a, b}

Mining institute of the Ural branch of Russian Academy of Sciences, 614007, Perm, Sibirskaya st., 78^a. E-mail: bsg@mi-perm.ru

Perm State National Research University, 614990, Perm, Bukirev st., 15

E-mail: geophysic@psu.ru

It is shown that opportunities of gravity survey at the present stage conflict to existing instructive requirements to its carrying out. Use of new procedures of reduction of the gravity data is offered. On a concrete example of gravity data processing in territory of the Perm region it is shown that application of modern procedures of processing allows to increase quality of the gravity data.

Key words: *gravity survey, data processing, Bouguer anomalies.*

Рецензент – доктор технических наук В.И. Костицын

ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ

УДК 553.632 (100)

Историческая минерагеодинамика калийного галогенеза

Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный исследовательский университет, 614990, Пермь, ул. Букирева, 15. E-mail: riaminov@psu.ru

(Статья поступила в редакцию 19 августа 2013 г.)

Проанализированы условия формирования, состав и строение калиеносных бассейнов земного шара в фанерозое. Показана ведущая роль глобальной геодинамики в образовании бассейнов и обусловленная ею роль региональной геодинамики в их строении и составе. Рассмотрены главные минерагенические эпохи калийного галогенеза, обусловленные образованием мега- и суперконтинентов, связанным с завершением циклов Бертрана и мегацикла Уилсона.

Ключевые слова: *калийные бассейны, минерагения, тектонические циклы, геодинамика.*

Общие положения

Калийный галогенез является составной частью общего соленакопления. Природные соли и рассолы, как продукты литогенеза, концентрируются главным образом на его седиментогенетическом этапе. Соляные породы входят в состав эвапоритовых (галогенных) формаций, включающих толщи карбонатных, сульфатных и галоидных пород, и обычно завершают их. Галогенные формации образуются в бассейнах соленакопления, которые являются пространственной или временной частью осадочных бассейнов, в составе которых они могут занимать различное положение, начиная или завершая их формирование.

Условия для образования осадочных бассейнов существуют в депрессиях рельефа.

Депрессии должны быть достаточно большими по площади, а тектонические условия их существования достаточно длительными, чтобы благоприятствовать накоплению мощных толщ осадков, дающих начало образованию не только отдельных горных пород, но и целых их совокупностей – геологических формаций. Подобные участки земной коры локального уровня распространения получили название осадочных бассейнов. Под осадочным бассейном понимается крупный участок стратисферы, в котором существуют или существовали условия, благоприятные для длительного накопления осадков и образования формаций осадочных горных пород. Осадочные бассейны, в которых создаются условия для генерации рассолов и концентрации солей, относятся к *солеродным*, но солеродными они

являются в определенный достаточно короткий промежуток геологического времени по сравнению с длительным существованием бассейна в целом. В ископаемом состоянии подобные бассейны мы выделяем по наличию пород эвапоритовой формации. Таким образом, понятие ископаемого солеродного бассейна и понятие эвапоритовой формации как результата его существования в определенном смысле совпадают.

В иерархии минерагенических подразделений земной коры солеродный бассейн – это обычно одна из наиболее крупных территорий распространения месторождений. Он соответствует структурно-формационной зоне и формируется в те-

чение определённой минерагенической фазы (подстадии цикла Бертрана). В свою очередь бассейны входят в состав более крупных минерагенических подразделений: суперпровинций, провинций, субпровинций и областей. В пределах бассейнов можно выделять суббассейны, месторождения и залежи (табл. 1) [6].

На земном шаре существует около 430 осадочных бассейнов [18], из них 222 являются солеродными [1]. Значительно меньше бассейнов-концентраторов калийных, магниевых солей и боратов. Анализу калийных бассейнов с использованием данных Э.А. Высоцкого и др. [4] посвящена настоящая статья.

Таблица 1. *Пространственно-временные минерагенические подразделения земной коры*

Уровни распространения обстановок и формаций	Структурно-формационные подразделения земной коры	Минерагенические подразделения	
		пространственные	временные
Планетарный	Земная кора в целом	Планета Земля	Мегаэпоха (мегацикл Уилсона, 500 – 600 млн лет)
Глобальный	Структуры I порядка	Провинция	Эпоха (цикл Бертрана, 150 – 200 млн лет)
Региональный	Структуры II порядка (структурно-формационная мегазона)	Область	Этап минерагенический (стадия цикла Бертрана, 50 – 80 млн лет)
Локальный	Структуры III порядка (структурно-формационная зона)	Зона (пояс, бассейн)	Фаза (подстадия цикла, 10 – 20 млн лет)
Сублокальный	Структурно-формационная подзона	Рудное поле (поле месторождений)	Этап минералообразования
Местный	Участок подзоны	Месторождение полезного ископаемого	Стадия минералообразования

Распространение полезных ископаемых в пространстве и во времени исследует *минерагеодинамика – современная минерагения, рассматривающая закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и их формирование на основе концепции тектоники литосферных плит* [5]. Её составной частью является минерагеодинамика литогенеза, или литогеодинамика по С.И. Романовскому [19], изучающая распространение бассейнов полезных ископаемых в пространстве и во времени.

Для общего понимания минерагеодинамических процессов галогенеза необходимо прежде всего рассмотреть их геологическую историю, т.е. историческую минерагеодинамику. Это позволит выделить главные геодинамические условия и палеотектонические обстановки соленакопления, т.е. проанализировать общую минерагеодинамику галогенеза.

Положение солеродных бассейнов определяется двумя главными факторами: тектоническим (палеотектоническим) и климатическим (палеоклиматическим).

Формирование солеродных бассейнов происходит в определённых палеотектонических обстановках. Тектоническая обстановка – это геодинамические условия существования региона, которые зависят от его положения относительно границ литосферных плит и линеаментов [15]. Это могут быть обстановки границ сходящихся (конвергентных) и расходящихся (дивергентных) плит, а также внутриплитные.

С точки зрения эвапоритового литогенеза от палеотектонических обстановок зависит: 1) палеорельеф территории, наличие условий для формирования бассейнов осадконакопления, 2) характер бассейнов, 3) источники сноса и состав мобилизованного для осадконакопления материала, 4) возможности хемогенного седиментогенеза. Следовательно, ими определяется набор формаций осадочных горных пород.

Следует отметить также, что палеотектонические обстановки влияют на сохранность геологических формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых при последующих тектонических процессах, т.е. будут ли они эксгумированы в дальнейшем, подвергнуты эрозии и разрушению или будут захоро-

нены и сохранены.

Исходя из синергетических представлений [13], земной шар можно рассматривать как совокупность разноуровневых систем палеотектонических обстановок, обменивающихся энергией и веществом друг с другом. Нами предложена следующая иерархия систем обстановок [6] (см. табл. 1). Система первого уровня – планетарная, она охватывает земной шар в целом. Система второго уровня – глобальная, обусловленная существованием тектонических структур следующего уровня распространения: континентальных, океанических и трансформных. Система обстановок третьего уровня – региональная. Она характеризует тектонический режим региона, который на древних и молодых континентальных платформах может быть плитным и плитной активизации, а в океанах (будущих аккреционно-складчатых системах) – спрединговым, субдукционным и коллизионным. Четвёртый уровень (локальный) соответствует элементарной системе тектонических условий – тектонической обстановке, определение которой было дано выше. Каждый уровень систем в свою очередь состоит из совокупности тектонических обстановок (табл. 2).

Таблица 2. Уровни распространения систем тектонических обстановок и отвечающие им совокупности геологических формаций

распространения в земной коре	Уровень	Совокупность	
	системы палеотектонических обстановок	обстановок системы	геологических формаций системы
Планетарный	Планетарная система обстановок	Серия тектонических обстановок	Серия геологических формаций
Глобальный	Глобальная система обстановок	Группа тектонических обстановок	Группа геологических формаций
Региональный	Региональная система тектонических обстановок (тектонический режим)	Класс тектонических обстановок	Класс геологических формаций (формационный ряд)
Локальный	Локальная система тектонических условий (тектоническая обстановка)	Подкласс тектонических условий	Подкласс (ассоциация) геологических формаций
Сублокальный	Сублокальная система фациальных обстановок	Тектоническое положение	Геологическая формация, субформация
Местный	Фациальная обстановка	Фациальная обстановка	Фациальный комплекс, фация

Планетарный уровень включает серию обстановок, глобальный – группу обстановок, региональный – класс обстановок (тектонический режим). Результатом существования разноуровневых геологических систем является присутствие соответствующих им совокупностей геологических формаций: серий, групп, классов (формационных рядов), подклассов (ассоциаций формаций).

Глобальные системы тектонических обстановок (группы обстановок) находятся в постоянном взаимодействии друг с другом. Так, раскрытие океана приводит к образованию морского бассейна на прилегающей к нему части континента, закрытие – к регрессии моря. Поэтому обстановки на континентальных платформах, находящиеся под воздействием океанических обстановок, будем называть в соответствии с тектоническими режимами океанов периспрединовыми, перисубдукционными, периколлизионными [7].

Серии обстановок планетарного уров-

ня определяются преобладающим состоянием тектоносферы Земли. В её формировании от архея до фанерозоя выделяются пять этапов [21], которым соответствуют сменяющие друг друга во времени пять планетарных систем обстановок: доплито-тектоническая (плюмтектоники), эмбриональной тектоники плит, тектоники малых плит, внутриплитной тектоники, окраинно-плитной тектоники.

Следы процессов соленакопления выявляются начиная с вендского периода неопротерозоя. В соответствии с этим можно полагать, что галогенез протекал в течение двух серий обстановок: внутриплитной тектоники рифея–венда и (наиболее интенсивно) окраинно-плитной тектоники фанерозоя. Типовые палеотектонические режимы, обстановки и системы фациальных обстановок фанерозоя приведены в табл. 3. Проанализируем в геолого-историческом плане их роль в калийном соленакоплении.

Таблица 3. Типовые палеотектонические режимы и обстановки фанерозоя

Глобальная система	Тектонический режим	Тектоническая обстановка	Система фациальных обстановок
Платформенная континентальная	Плитный континентальный (тектонической стабилизации)	Периспрединовая	Трансгрессивная
		Перисубдукционная	Инундационная
		Периколлизионная	Регрессивная
	Внутриконтинентальной активизации	Предспрединовая	Горячей точки
			Континентального рифта, авлакогена
			Межконтинентального рифта
Океаническая	Спрединовый	Пассивной окраины	Шельфовая, континентального склона, континентального подножия
		Внутриокеаническая	Срединно-океанического хребта, ложа океана, океанических островов
	Субдукционный	Активной окраины	Внешней и магматической дуг, тылового магматического пояса, задугового и внутридугового рифтов, островной магматической дуги, задугового бассейна, тылового бассейна
			Окраины надвигающегося континента
	Коллизионный	Система континент–континент	Краевого прогиба
			Надвигового пояса
			Сутурной зоны

Окончание табл. 3

Глобальная система	Тектонический режим	Тектоническая обстановка	Система фациальных обстановок
Океаническая	Коллизионный	Система континент–континент	Окраины пододвигающегося континента
		Система континент–дуга	Внутриокеаническая
Трансформная	Трансформных разломов	Океаническая Континентальная	–
	Линеаментов	Континентальная	–

Существование бассейнов осадконакопления является необходимым, но недостаточным фактором галогенеза. Главный и определяющий фактор – климатический. Бассейн осадконакопления должен находиться в условиях тропических климатических поясов, расположенных к северу и к югу от экваториального пояса в интервале примерно $20 - 40^\circ$ северной или южной широты, что отвечает современным условиям аридного литогенеза [20].

Анализу процессов галогенеза с позиций геодинамики посвящены многочисленные исследования. Так, Ю.В. Баталин и др. [1] осуществили вещественно-геодинамическую систематизацию галогенных формаций и проследили их эволюцию в геологической истории, Г.А. Беленицкая [2] выполнила комплексный литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ соленосных осадочных бассейнов.

Мы остановимся только на калиеносных бассейнах и рассмотрим их формирование на общем фоне истории развития палеогеодинамики Земли, разделив её на отрезки, соответствующие циклам Бертра.

Историческая минерагеодинамика калийного галогенеза

Байкальский цикл (венд – кембрий, 600 – 490 млн лет назад)

В раннем венде существовавший до этого суперконтинент Пангея 2 (Родиния) подвергся деструкции благодаря рифейско-ранневендскому рифтогенезу и рас-

пался. Образовались самостоятельные кратоны, такие как Восточно-Европейский, Сибирский, Синокорейский. В позднем венде на кратонах авлакогеновые обстановки сменяются синеклизными [22]. Распад суперконтинента сопровождается ранневендским глобальным покровным оледенением. К позднему венду климат аридизируется, в экваториальных широтах оказываются Индийский и Сибирский кратоны, начинают формироваться солеродные бассейны. Из них наиболее крупными калиеносными являются бассейны Соляного Кряжа и Восточно-Сибирский (табл. 4).

Калиеносный бассейн Соляного Кряжа (Пакистан) сформировался в северной части Индийского кратона. Бассейн относится к периспрединовым платформенным. Его образование обусловлено спредингом в Азиатском палеоокеане. Он сложен двухкилометровой толщиной эвапоритов, которая относится к пенджабской серии венда [23]. В ней присутствуют соли сульфатно-хлоридные калиево-магниевые. Среди них преобладают лангбейнит $K_2Mg_2[SO_4]_3$ и каинит $KMg[SO_4]Cl \cdot 3H_2O$, меньше сильвина KCl и полигалита $K_2Ca_2Mg[SO_4]_4 \cdot 2H_2O$ [4].

Близким по возрасту является калиеносный кембрийский Восточно-Сибирский бассейн в России. В раннем кембрии на Сибирском кратоне господствовали условия плитного тектонического режима, который пришел на смену рифтогенно-авлакогеновой обстановке режима активизации рифея–венда. Образовался мелководный синеклизный континентальный Сибирский бассейн. Он

существовал в периколлизионной тектонической обстановке, обусловленной коллизией в системе континент – внешние дуги. В результате на южной и юго-западной периферии кратона возникли поднятия и барьерные рифы, которые отделили бассейн от Палеоазиатского океана. Сформировалась мощная (до 2,5 км) эвапоритовая формация внизу карбонатная, преимущественно доломитовая, выше – сульфатная гипс-ангидритовая и галитовая с прослоя-

ми сильвинита и карналлита. Эвапориты залегают на морских карбонатных породах и перекрываются красноцветами.

Хлоридные магниево-калиево-натриевые соли состоят из галита NaCl , сильвина KCl , карналлита $\text{MgKCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (меньше). Особенностью состава соляной толщи является повышенная железистость, обусловившая присутствие риннитита $\text{K}_3\text{NaFe}^{+2}\text{Cl}_6$ и эритросидерита $\text{K}_3\text{Fe}^{+2}\text{Cl}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ [4].

Таблица 4. Калиеносные солеродные бассейны байкальского цикла

Период, эпоха	Геодинамические условия	Бассейн	Палеотектоническая			Особенности литологии пород
			группа обстановок	режим	обстановка	
Венд ранний	Распад Родинии		Прото-платформенная	Плитный континентальный	Периспreadingовая эмерсивная	Ледниковые отложения
Венд поздний	Спreading в Байкалидах, образование Азиатского палеоокеана	Соляной Кряж , Пакистан	Платформенная (Индийская)	Плитный	Периспreadingовая трансгрессивная	Доломиты, ангидриты, галит; в нижних соленосных мергелях сульфатные К-Mg соли: лангбейнит, каинит
Кембрий ранний, средний	Коллизия в Байкалидах	Восточно-Сибирский , Россия	Платформенная (Сибирская)		Периколлизионная синеклизная, регрессивная	Внизу – карбонаты и сульфаты. Соли хлоридные: галит, сильвин, карналлит

Каледонский цикл (ордовик – ранний карбон, 490 – 320 млн лет назад)

Бассейны каледонского цикла более многочисленны по сравнению с количеством бассейнов предыдущего цикла (табл. 5). В начале каледонского цикла после байкальской коллизии вновь начался спreading, который привёл к раскрытию древних палеоокеанов: Япетуса, Палеотетиса, Палеоазиатского, Палеоопафики. По-видимому, именно спreadingом в океанах было обусловлено позднеордовикско-раннесилурийское покровное оледенение. Оно затронуло Африку, Южную и частично Северную Америку и Западную Европу [22].

В позднем силуре благодаря геодинамическим перемещениям Северо-Американский континент оказался в благоприятных для галогенеза климатических условиях, а субдукция в Аппалачах способствовала формированию крупной синеклизы и приуроченного к ней **Мичиганского бассейна (США)**. В этот период на платформе существовала трансгрессивная перисубдукционная обстановка плитного режима, обусловленная, по-видимому, формированием каледонид и субдукцией в системе континент–дуга. Барьерные рифы отделили бассейн от открытого океана и способствовали накоплению хлоридных калиево-натриевых солей (галит, сильвин с примесью карналлита и полигалита).

Таблица 5. Калиеносные солеродные бассейны каледонского цикла

Период, эпоха	Геодинамические условия	Бассейн	Палеотектонические			Особенности литологии пород
			группа обстановок	режим	обстановка	
Поздний ордовик – ранний силур	Спрединг в каледонидах, Уральский палеоокеан	–	Платформенная	Плитный континентальный	Периспрединговая эмерсивная	Ледниковые отложения
Поздний силур	Субдукция? в каледонидах	Мичиганский, США	Платформенная (Северо-Американская)		Перисубдукционная трансгрессивная	Галит, сильвин, примесь карналлита и полигалита
Девон средний	Коллизия в каледонидах, образование Лавруссии (Лаврентия + Балтия)	Элк Пойнт (Саскачеванский), Канада, США	Платформенная (Восточно-Европейская)		Периколлизионная трансгрессивная	Галит, сильвин, карналлит
Эйфель, D ₂		Морсовский, Россия, Белоруссия			Периколлизионная синеклизная регрессивная на фоне трансгрессии	Ангидрит, галит, примесь сильвина, карналлит
Девон поздний, D ₃		Припятско-Донецкий (Белоруссия, Украина)	Платформенная (Австралийская)		Плитной активизации	Внутриконтинентального рифта
	Формирование мегаконтинента Гондвана	Эдавейл, (Австралия)				
Девон средний D ₂	Закрытие Азиатского палеоокеана	Тувинский (Россия)	Океаническая		Коллизионный	Межгорного прогиба

В конце каледонского цикла закрывается палеоокеан Япетус из-за столкновения континентов Лаврентия, Балтика и Авалония. В результате в начале девона формируется мегаконтинент Лавруссия [22]. Благодаря нахождению в приэкваториальной зоне на территории мегаконтинента,

прежде всего в современной Северной Америке и Восточной Европе, создались условия для калийного галогенеза.

В среднем девоне в Северной Америке северо-западнее Мичиганской впадины в условиях плитного режима и периколли-

зионной трансгрессивной обстановки сформировалась крупная Уиллистонская впадина с соляным **бассейном Элк Пойнт**, состоящим из трёх *суббассейнов*: *Северо-Альбертского*, *Центрально-Альбертского* и *Саскачеванского*. Последний является наиболее крупным и содержит больше половины мировых запасов калийных солей. Соли хлоридные магниево-калиевые (карналлит-сильвиновые).

Одновременно в среднем девоне на Восточно-Европейской платформе формировались эвапоритовые, преимущественно сульфатные, отложения, которые в наиболее пониженных частях структур сменялись галоидными. Подобное соленакопление имело место в Московской синеклизе и Припятско-Донецком авлакогене.

Э.А. Высоцкий с соавторами в пределах Московской синеклизы выделяют **Морсовский** бассейн [4]. Он относится к числу синеклизных, формировавшихся над рифейско-вендскими авлакогенами после долговременного существования инундационной обстановки в нижнем девоне. Бассейн сложен сульфатными гипсангидритовыми породами. В понижениях структуры они сменяются толщей галита с примесью сильвина и карналлита, залегающей среди пород эйфеля среднего девона в южной части синеклизы. Соленакопление связывается с кратковременными регрессиями, существовавшими на общем фоне трансгрессивной обстановки.

В **Припятско-Донецком** авлакогене, где сформировался одноимённый **бассейн**, соленакопление началось еще в раннем девоне. К концу девона сульфатно-галитовые отложения сменились сильвин-карналлитовыми в его наиболее глубоких депрессиях: Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах.

В *Днепровско-Донецкой* впадине (*суббассейне*) Припятско-Донецкого бассейна соленакопление происходило в течение верхнедевонской эпохи. Во франском веке оно нарастало вверх по разрезу до верхнего франа, затем уменьшалось и в фамен-

ском веке вновь проявилось. В суббассейне преобладает каменная соль, встречены отдельные пласты сильвинита. Здесь толщи солей переслаиваются с вулканогенными образованиями, свидетельствующими о достаточно активном протекании рифтогенеза. Об этом же свидетельствуют излияния базальтовой магмы, наличие гипербазитов. Не исключено, что это был не просто внутриконтинентальный рифт, а рифт, начавший переходить в межконтинентальную стадию своего формирования.

Припятский суббассейн расположен северо-западнее Днепровско-Донецкого и отделен от него. Он приурочен к одноименной впадине, соленакопление в которой происходило в течение франского и фаменского веков. Наиболее продуктивным в суббассейне является верхнефаменский горизонт, к которому приурочены крупные залежи солей *Старобинского месторождения* Белоруссии.

Таким образом, геодинамические процессы, приведшие к формированию мегаконтинента Лавразия, и его положение в приэкваториальной зоне обусловили одно из наиболее крупных в геологической истории девонское калиенакопление и существование соответствующей минералогической эпохи.

Геодинамические движения в Южном полушарии привели к смещению Австралийской части мегаконтинента Гондвана в благоприятные для соленакопления низкие широты. Здесь в Восточной Австралии существовал интракратонный рифтовый **бассейн Эдавейл**, в котором в позднедевонскую эпоху накопились залежи галита и сильвина.

К эпохе среднего девона относится **Тувинский бассейн**, который приурочен к межгорному прогибу, образовавшемуся в результате каледонской коллизии Алтае-Саянской складчатой области.

Герцинский цикл (ранний карбон – ранняя юра, 320 – 175 млн лет назад)

Герцинский цикл отличается от других наибольшим количеством калиеносных бассейнов (табл. 6). Граница между каледонским и герцинским циклами обычно проводится в пределах позднего девона. В это время мегаконтинент Лавруссия про-

должал находиться в низких тропических широтах, тогда как отделенный от него океаном Палеотетис Гондванский мегаконтинент в позднем карбоне – ранней перми претерпел покровное оледенение.

Таблица 6. Калиеносные солеродные бассейны герцинского цикла

Период, эпоха	Геодинамические условия	Бассейн	Палеотектоническая			Особенности литологии пород
			группа обстановок	режим	обстановка	
Карбон ранний	Послеколлизионный рифтогенез	Юго-востока Канады (<i>Монктон</i>)	Платформенная (Северная Америка)	Плитной активизации	Внутриконтинентального рифта	Галит, сильвин, примесь боратов
Карбон поздний		Скалистых гор, США (<i>Парадокс, Игл</i>)				Сильвин, карналлит, встречается полигалит
Пермь ранняя	Формирование Пангеи, герцинская коллизия	Припятско-Донецкий (<i>Днепровско-Донецкий суббассейн</i>)	Платформенная (Вост. Евр.)	Плитный	Периколлизионная синеклизная регрессивная	Галит, в верхней части 5 горизонтов калийных солей: галоиды, сульфаты К-Mg, бораты
	Закрытие Уральского палеоокеана	Волго-Уральско-Предуральский (<i>Верхнекамское месторождение</i>)	Платформенно-океаническая (Вост. Европа, Урал)	Коллизионный	Предгорного прогиба, регрессивная	Доломит, гипс, галит, сильвин, карналлит
	Закрытие Уральского палеоокеана	Прикаспийский (<i>месторождения: Жиланское, Сатимола, Индерское</i>)	Платформенная (Вост. Европа)	Коллизионный	Краевой впадины, регрессивная	Ангидрит, сульфатные К-Mg соли, хлоридные соли, бишофит, бораты
Пермь поздняя (цехштейн)		Средне-Европейский	Молодая эпигерцинская платформа (Европейская)	Плитной активизации	Пострифтогенная синеклизная трансгрессивная	Сильвинит-кизеритовая, сильвинит-галитовая, карналлитовая (вторичного сильвинита) пачки
Пермь ранняя		Амазонский	Платформенная (Бразильская)	Плитной активизации	Внутриконтинентального рифта, регрессивная	Ангидриты, каменная соль, сильвинит

Окончание табл. 6

Период, эпоха	Геодинамический режим	Бассейн	Палеотектонические			Особенности литологии пород
			группа обстановок	режим	обстановка	
Пермь поздняя		Пермский (Западно-Техасский)	Платформенная (Северная Америка)	Плитный	Периколлизонная синеклизная регрессивная	Ангидрит-галит, полигалит, лангбейнит, каинит
Триас	Распад Пангеи, Палеотетис	Средне-Средиземноморский (Юго-Запад. Европа, Африка)	Океаническая (Палеотетис)	Спрединговый	Пассивной окраины, шельфовая трансгрессивная	Глинисто-ангидритовая, глинисто-соляная с пластами полигалита, сальвина и карналита

На Северо-Американской части Лавруссии благоприятный для галогенеза климат девонского периода наследуется каменноугольным. Однако соленакопление смещается из синеклизной Уиллстонской впадины восточнее (*суббассейн Монктон*) и западнее (*суббассейн Парадокс*). Это было обусловлено существованием там более благоприятной тектонической обстановки, связанной с интенсивным проявлением рифтогенеза в связи с релаксацией напряжений, обусловленных завершением каледонской коллизии и началом герцинского цикла.

В течение каменноугольного периода Северная Америка оставалась в экваториальной зоне, и здесь продолжался процесс галогенеза. В раннем карбоне сформировался крупный солеродный **бассейн Юго-Восточной Канады**. Калийные залежи присутствуют в *суббассейне Монктон*. Бассейн сформировался в системе рифтов, заложенных в девоне и продолжавших развиваться в карбоне.

К юго-западу от вышеназванного бассейна на современной территории США близ южного окончания Скалистых гор в позднем карбоне сформировался крупный солеродный **бассейн Скалистых гор**. Он приурочен к среднему отделу пенсильванской системы. Наиболее крупные

калиеносные *суббассейны* в нем – *Парадокс* и *Игл*. Они приурочены ко впадинам пенсильванского времени и связаны с системой рифтов, активизировавшихся в пенсильванское и пермское время. Образовался грабен Парадокс [23] Таким образом, бассейн является грабеновым.

В карбоне в связи с герцинской субдукцией происходит постепенное закрытие океанов. Процессы коллизии приводят к формированию Урало-Монгольского пояса. В конце концов Палеоазиатский океан закрывается, что приводит к смыканию Сибири через Казахстан с Лавруссией и образованию мегаконтинента Лавразия, в котором создались условия для протеканий масштабных процессов соленакопления.

В течение пермского периода коллизией завершается герцинский цикл Бертрана. Одновременно с завершением цикла Бертрана заканчивается позднепротерозойско-пермский мегацикл Уилсона. В результате формируется суперконтинент Пангея-3 (Вегенеровская). В.Е. Хаиным и Н.В. Короновским хорошо показано, что благодаря геодинамическим процессам для суперконтинентов, в том числе и для Пангеи 3, характерна тенденция смещения в приэкваториальную зону земного шара [22]. Эта тенденция обеспечила наступле-

ние пермской минерагенической эпохи соленакопления.

В ранней перми калийное соленакопление переместилось из провинции Северо-Американской платформы в Восточно-Европейскую и Уральскую. На Русской плите Восточно-Европейской платформы в течение карбона – ранней перми накапливалась морская карбонатная формация ($C_1tl_2-P_1ar$). Причем её терригенно-известняковая субформация ($C_1tl_2-C_2$) в верхнем карбоне сменилась известняково-доломитовой (C_3-P_1ar), что свидетельствует о повышении солености морского бассейна.

В конце ранней перми соленакопление происходило во впадинах на западе и востоке платформы. На западе платформы в Припятско-Донецкой структуре продолжал формироваться Припятско-Донецкий бассейн, но он уже был не авлакогеновым как в девоне, а синеклизным. На востоке развивался Предуральский краевой прогиб.

Как было выше отмечено, в **Припятско-Донецком бассейне** промышленное соленакопление происходило ещё в девоне. В пределах бассейна продолжали существовать две крупные впадины и соответственно два синеклизных суббассейна: Днепрово-Донецкий и Припятский.

Днепрово-Донецкий суббассейн в течение каменноугольного периода развивался как терригенный глинисто-алевритовый угленосный. В ранней перми он снова превратился в соленосный с образованием залежей каменной соли Донбасса. Е.Е. Милановский считает, что соляная толща относится к сакмарскому (или кунгурскому?) ярусу [14]. В.Е. Хаин и К.Б. Сеславинский пишут, что Днепрово-Донецкая впадина в начале раннепермской эпохи соединялась с Прикаспийским бассейном, а в артинском веке эта связь прекратилась, и в замкнутом озере осаждались эвапориты [23]. В верхней части разреза галогенной толщи Днепрово-Донецкого суббассейна (краматорская свита) выявлено пять калиеносных горизонтов, в которых кроме галита присутствуют галоиды (сильвин,

карналлит, бишофит) и сульфаты: кизерит $Mg[SO_4] \cdot H_2O$, эпсомит $Mg[SO_4] \cdot 7H_2O$, лангбейнит $K_2Mg_2[SO_4]_3$, каинит $KMg[SO_4]Cl \cdot 3H_2O$, полигалит $K_2Ca_2Mg[SO_4]_4 \cdot 2H_2O$. Кроме того, нижний горизонт из пяти соленосных содержит бораты: ашарит $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ и сульфоборит $Mg_3B_2[SO_4](OH)_{10}$.

В тектонических условиях бассейна Днепрово-Донецкой впадины, по-видимому, имело место быстрое «лавинное» осадконакопление. В результате в ассоциации с гипсом произошло сульфатное калийное соленакопление, которое завершилось хлоридным.

Припятский суббассейн изучен менее детально, его строение в целом аналогично Днепрово-Донецкому. Здесь калийные соли выявлены в самой нижней соляной пачке пермской соленосной толщи. Среди них преобладает кизерит с примесью бишофита и галита.

Одновременно, а возможно несколько позже, в кунгурское время, на восточной окраине Европейского континента закрывается Уральский окраинный палеоокеан, который был частью Палеоазиатского океана еще в начале каледонского цикла в ордовике. Сам Палеоазиатский океан начал закрываться в конце раннего карбона благодаря схождению Казахстана и Лавруссии. Формируется Уральская аккреционно-складчатая система, которая начиная с конца карбона подвергается коллизии. Поэтому восточная часть континента в пределах Волго-Уральского бассейна существует в условиях периколлизионного режима в регрессивной обстановке мелководного бассейна. Формируется сульфатно-карбонатная кунгурская субформация эвапоритовой формации (P_1k) Русской плиты.

В результате коллизии на восточной окраине Европейского континента формируется впадина Предуральского краевого прогиба, которая накладывается на Волго-Уральскую структуру. Образуется сложный **Волго-Уральско-Предуральский бассейн**, который некоторые именуют Восточно-Европейским. Бассейн

имел длительную геологическую историю. Первоначально существовал Волго-Уральский бассейн, который в протерозое формировался как рифтогенный, затем в позднем венде – как синеклизный, в палеозое – как плитный перигерцинский, а в позднем палеозое – как Волго-Уральско-Предуральский. Первоначальный ограниченный галогенез в нем мог иметь место в условиях трансгрессивной обстановки периспрединового режима во время накопления морской мелководной глинисто-карбонатной койвинско-афонинской (D_2kv-D_2af) формации, поскольку в это же время накапливались соли в Подмосковном бассейне. В подобной же обстановке образовалась вышележащая прибрежно-морская песчано-глинистая старооскольско-тиманская (D_2s-D_3t) формация. Последовавшая субдукция в Уральском палеоокеане отозвалась перисубдукционным режимом на платформе с переходом к регрессивной обстановке и накоплением терригенно-карбонатной саргаевско-турнейской (D_3sr-C_1t) формации с образованием системы «некомпенсированных прогибов», а затем и к эмерсивной обстановке и накоплению континентальной песчано-глинистой угленосной косвинско-тульской ($C_1ks-C_1tl_1$) формации.

После активной фазы субдукции продолжилось формирование морской карбонатной формации ($C_1tl_2-P_1ar$). При этом её терригенно-известняковая субформация ($C_1tl_2-C_2$) в верхнем карбоне сменилась известняково-доломитовой (C_3-P_1ar). Последнее свидетельствует, во-первых, о начале перехода платформы в периколлизионный режим, а во-вторых, о постепенном смещении Волго-Уральского бассейна в аридную зону. На Западном Урале переход к коллизионному режиму отвечает смене рифтогенно-биогермной битуминозной формации (C_2-C_3) терригенной флишоидно-молассоидной (P_1a-ar), которая формировалась уже в регрессивной обстановке краевого прогиба. Возникает *Предуральский суббассейн*, который заполняется коллизионной кунгурской молассовой формацией терригенной в За-

падно-Уральской мегазоне и эвапоритовой в Предуральском краевом прогибе.

Одновременно на платформенной части территории непосредственно в Волго-Уральском суббассейне в условиях регрессивной периколлизионной обстановки образуется сульфатно-карбонатная субформация эвапоритовой формации (P_1k), которая на западе перекрывается эмерсивной молассовой терригенной лагунно-континентальной средне-верхнепермской формацией [8]. Непосредственно в прогибе во второй половине кунгурского века накопилась верхняя галогенная часть эвапоритовой формации.

Таким образом, к концу раннепермской эпохи вдоль восточной окраины Европейского континента образуется крупный вытянутый в северо-западном направлении Предуральский суббассейн. Он существовал в различных климатических зонах. При этом аридизация климата и, по-видимому, температура водного бассейна увеличивались в юго-восточном направлении в сторону Прикаспийской впадины.

Северная часть Предуральского суббассейна была достаточно мелководной благодаря существованию в перисубдукционной обстановке Пай-хоя, коллизия которого произошла позднее, в раннем мезозое. В этой части прогиба в кунгурско-татарское время сформировалась Печорская угленосная формация, указывающая на гумидный климат этой зоны. Угленосная формация распространяется из впадин Предуральского прогиба в прилегающую с запада территорию Печорской впадины Баренцево-Печорской плиты.

Южнее, в районе р. Щугор, кунгурская угленосная формация замещается сульфатно-галогенной. Здесь в Верхнепечорской впадине Предуральского прогиба накапливается толща солей мощностью до 470 м, в которой выделяются подстилающая каменная соль, горизонт калийно-магниевых (сильвинит-карналлитовых) солей и покровная каменная соль. Верхнепечорская залежь солей на юге ограни-

чена Полюдовско-Колчимским антиклинорием.

Ещё южнее располагается Соликамская впадина прогиба, которая вмещает одно из крупнейших в мире Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей Предуральского суббассейна, состав и вертикальное строение которого в целом аналогичны Верхнепечорскому [12]. Мощность соляной толщи здесь достигает 600 м. Соликамская впадина с юга ограничивается Косьвинско-Чусовской седловиной, которая сменяется Юрюзано-Сылвинской впадиной. В её пределах А.А. Иванов (1973) выделяет Косьвинско-Сылвинский район, в котором расположено Шумковское месторождение каменной соли. Её накопление происходило в начале иренского времени кунгурского века. Толща каменной соли месторождения может сопоставляться по времени образования с подстилающей солью впадин, описанных выше. В расположенной южнее за поднятием Каратау Бельской впадине также распространены отложения каменной соли (Соль-Илецкое месторождение).

Тектонический и климатический факторы повлияли не только на формирование, но и на состав Волго-Уральско-Предуральского бассейна. Наличие в позднем карбоне – ранней перми на обширной территории Волго-Урала синеклизного платформенного подготовительного бассейна обусловило изменение к концу кунгурского времени состава рапы в сторону уменьшения гидрокарбонатов кальция и магния, сульфатов кальция и увеличения концентрации хлоридов натрия, калия и магния. Попадание подготовленной таким образом рапы в конечные впадинные ванны Предуральского суббассейна обусловило специфику состава солей Верхнекамского месторождения.

Южнее, в юго-восточной части Русской плиты, находится **Прикаспийский бассейн**, располагающийся в одноименной впадине. Особенностью впадины является развитие её на океанической коре

при отсутствии континентальной. Она содержит толщу осадочных пород мощностью до 14 км. А.Митчелл и М.Гарсон называют его Северо-Каспийским и рассматривают как унаследованный бассейн, сформировавшийся в обстановке столкновения плит [15].

Во время накопления кунгурской галогенной формации впадина существовала в инундационной обстановке прогибания. Толща солей мощностью до 1200 м залегает на морской карбонатной формации карбона и нижней перми. В артинском ярусе присутствуют доломиты и ангидриты. Соляная толща перекрывается терригенными красноцветными породами средней, верхней перми, мезозоя и кайнозоя.

В разрезе соляного комплекса преобладает каменная соль, среди которой находятся пласты и линзы калийных солей. В глинистых прослоях присутствует примесь туфогенного материала. Калийные соли по минеральному составу относятся к сульфатному и хлоридному типам.

Сульфатные соли тяготеют к нижней части разреза. Среди них преобладает полигалит, связанный с ангидритовыми пластами. Этот минеральный тип солей характерен для Жилинского месторождения Актюбинской области Казахстана [16]. Ограниченное распространение имеют лангбейнитовые и каинитовые соли. Они характерны для месторождений Индер, Сатимола.

Среди хлоридных калийно-магниевых солей присутствуют сильвинитовые, карналлитовые толщи. Большим распространением пользуются бишофитовые залежи, которые подстилаются и перекрываются карналлитовыми породами. С бишофитом ассоциируют бораты, представленные борацитом $Mg_3[B_7O_{12}]OCl$, ашаритом $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ и хилгардитом $Ca_2[B_5O_9]Cl \cdot H_2O$.

Всего в Прикаспийском бассейне выявлено более 10 месторождений калийных солей, таких как Индер, Челкар, Сатимола. Разведка месторождений осложняется наличием крупных соляных куполов.

Прикаспийский бассейн может служить примером простого впадинного бассейна. Отсутствие в нем подготовительно-го суббассейна привело к «лавиной» седиментации и концентрации вместе с гипсом сульфатных солей калия, магния и кальция, которое продолжилось хлоридным галогенезом и завершилось накоплением бишофита. В исследованиях Г.А. Московского и С.А. Свидзинского установлено, что температура рапы увеличилась от галитовой (менее 35°C) через сильвинитовую (40 – 47°C) и карналлитовую (55 – 65°C) до бишофитовой (65 – 70°C) стадии [17]. Отмечается, что на галитовой стадии рапа была сульфатного типа и незначительно отличалась от современной морской воды. Своеобразие состава Прикаспийского бассейна позволяет рассматривать его в качестве самостоятельного, лишь частично связанного с Предуральским.

После закрытия в конце ранней перми Восточно-Европейского соляного бассейна на противоположной западной окраине Европейского континента образуется **Средне-Европейский бассейн** соленакпления. Его формирование связано с закрытием Западно-Европейской складчатой системы, на месте которой в условиях молодой эпигерцинской платформы в середине ранней перми закладывается Североморско-Среднеевропейская мегасинеклиза. Бассейн простирается от Литвы до Великобритании, занимая западную часть древней Восточно-Европейской платформы, каледониды и герциниды молодой Западно-Европейской платформы. Первоначально бассейн развивался в эмерсивной обстановке, о чем свидетельствует присутствие терригенных красноцветных отложений в нижней перми. Однако довольно широкое распространение позднегерцинских базальтов, риолитов и их туфов указывает на достаточно активные рифтогенные тектонические условия. В начале поздней перми обстановка сменилась на синеклизную трансгрессивную, в условиях которой формировался солеродный цехштейновый бассейн.

Галогенные отложения с преобладанием каменной соли относятся к «верхней» перми (цехштейну). Их мощность достигает двух километров. Они перекрыты породами мезокайнозоя. В пределах соляного комплекса выделено 8 калийно-магниевых горизонтов. В разрезе серии Верра выделяют три зоны: нижняя сильвинит-кизеритовая, средняя сильвинит-галитовая, верхняя вторичного сильвинита. В разрезе Стасфурт преобладает карналлит. Наряду с хлоридными минералами (галит, сильвин, карналлит, бишофит) в солях присутствуют сульфаты калия и магния: полигалит, кизерит $Mg[SO_4] \cdot H_2O$, каинит, лангбейнит, а также сульфат натрия и кальция глауберит $Na_2Ca[SO_4]_2$. Это свидетельствует о быстром осадконакоплении в бассейне в связи с трансгрессией моря.

На Американской части суперконтинента Пангея пермское соленакопление, как и на его Европейской части, началось в раннепермскую эпоху вначале на территории Южно-Американской платформы, позже оно переместилось на Северо-Американскую платформу.

В Южной Америке на севере Бразильского кратона сформировался **Амазонский бассейн**. Он приурочен к Средне-амазонской впадине, развивавшейся в условиях синеклизного режима над грабеном, дно которого опущено на 5 км относительно поверхности фундамента. Формирование эвапоритового комплекса совпало с активизацией грабена в раннепермскую эпоху. Об этом свидетельствует наличие в нём четырех пластов долеритов [4]. Мощность комплекса достигает 1200 м. Он имеет трехчленное строение. В основании преобладают ангидриты, которые сменяются толщей каменной соли, в верхней части каменная соль ассоциирует с калийной сильвинитовой толщей. Нижнепермский комплекс перекрывается верхнепермско-триасовыми континентальными красноцветами, что свидетельствует о смене регрессивной обстановки накопления солей эмерсивной.

На Северо-Американской платформе, когда происходило интенсивное карбонатонакопление, а в рифтовых зонах и соленакопление (бассейны юго-востока Канады и Скалистых гор), инундационная обстановка карбона в течение пермского периода сменилась регрессивной обстановкой, обусловленной герцинской коллизией и формированием Пангеи.

В пермском периоде на юго-западе платформы восточнее Скалистых гор существовал Западно-Техасский или **Пермский бассейн**, который из-за перехода платформы в регрессивную обстановку периколлизийного режима превратился в лагуну [23]. Лагуна стала солеродным бассейном для эвапоритов верхней перми. Продуктивная калийная толща располагается в средней части разреза комплекса. Она подстилается и перекрывается толщами сульфатно-галогенных пород с примесью карбонатов. Калийные залежи по составу относятся к сульфатному типу, хотя в них присутствуют и хлориды (сильвин, карналлит). Породообразующие сульфаты представлены полигалитом, лангбейнитом и каинитом, минералы-примеси включают кизерит, леонит, бледит (астраханит), левеит, вант-гоффит, шенит, тенардит, глазерит.

Наибольшие концентрации характерны для полигалита, он образует самые крупные залежи. В них он переслаивается с сильвином, карналлитом и лангбейнитом. Залежи полигалита тесно ассоциируют с пластами ангидрита, что свидетельствует об отсутствии подготовительной стадии в развитии бассейна.

На границе перми и триаса около 250 млн лет назад произошло завершение формирования Пангеи. В триасовом периоде начался её распад. Раскрывается океан Палеотетис, в связи с релаксацией напряжений в областях герцинской складчатости происходит рифтогенез. В связи с закрытием бассейнов из-за эмерсивной обстановки соленакопление из Северной Европы перемещается в Южную Европу и Северную Африку. Формируется триасовый трансгрессивный **Средне-**

Средиземноморский бассейн, образующий эвапоритовый пояс с многочисленными суббассейнами.

На территории современной Западной Европы в Юго-Западной Франции существовал *Аквитанский суббассейн*. В нем мощность эвапоритового комплекса в настоящее время достигает 420 м. В его нижней части находится глинисто-ангидритовая толща, выше залегает глинисто-соляная толща с пластами полигалита, сильвина и карналлита, встречается кизерит. Соленакопление завершилось накоплением доломитов, регрессией и эмерсией, сопровождавшейся излияниями базальтов и образованием тел габброидов.

В Северной Африке, как и во Франции, соленакопление происходило на молодой эпигерцинской Атласской платформе, а также на древней Сахарской плите. На Атласской плите в Марокко соли залегают на базальтах и долеритах, что свидетельствует об обстановке релаксации. На Сахарской плите базальты отсутствуют. В Марокко калийная залежь содержит сильвин, карналлит и риннеит $K_3NaFe^{+2}Cl_6$. Присутствие риннеита некоторые объясняют растворением базитов. Образование бассейна связывают с постгерцинской трансгрессией с запада из формирующегося Палеоатлантического океана. Она происходила после эмерсивной обстановки, поскольку соли лежат на континентальных отложениях.

Таким образом, герцинский цикл характеризуется весьма широким распространением калийного литогенеза. Этому способствовали геодинамические процессы, обусловившие одновременное завершение двух геодинамических циклов: цикла Бертрана и мегацикла Уилсона, которые привели к образованию суперконтинента Пангея, значительная часть которого располагалась в аридной зоне.

Киммерийский цикл (средняя юра – эоцен, 175 – 35 млн лет назад)

К середине юрского периода в связи с широким проявлением процессов спре-

динга пермско-триасовый суперконтинент ми кратонами начали формироваться Пангея распался, а между его реликтов-

Таблица 7. Калиеносные солеродные бассейны киммерийского цикла

Период, эпоха	Геодинамические условия	Бассейн	Палеотектонические			Особенности литологии пород
			группа обстановок	режим	обстановка	
Юра поздняя	Раскрытие Неотетиса	Южно-Евразийский суббассейны:	Молодой платформы	Плитный	Периспreadingовая трансгрессивная	Галит, сильвин, карналлит
		<i>Среднеазиатский</i> (Тюбегатанское месторождение)				
		<i>Предкавказский</i>				
Мел ранний	Раскрытие Атлантики	Южно-Атлантический , суббассейны: <i>Западно-Африканский, Бразильский</i>	Платформенная	Плитной активизации	Межконтинентальный рифт	Чередование каменной соли и карналлита, бишофит или тахигидрит, вулканические пеплы
Мел поздний	Киммерийский, Пацифика	Индосинийский (Индокитайский) М-е Корат	Платформенная	Плитный	Перисубдукционная регрессивная	Карналлит, сильвин, тахигидрит. Сильвинитовая зона с борацитом над карналлитовой
Палеоген-неоген	Коллизия Гондваны и Евразии, закрытие Неотетиса, образование Альпийского пояса и его прогибов	Средиземноморский , суббассейны:				
Эоцено-олигоцен		<i>Эбро</i> (Испания)	Океаническая	Коллизионный	Краевого прогиба	Галит, сильвин, карналлит
Миоцен		<i>Сицилийский</i>	Молодой платформы	Активизации	Рифтовая	Каинит, карналлит, сильвин
Олигоцен		<i>Верхнерейнский</i>	Молодой платформы	Активизации	Рифтовая	Галит, сильвин, карналлит, вулканициты
Олигоцен-миоцен		<i>Иранские</i>	Океаническая	Коллизионный	Межгорного прогиба	Галит, сильвин, карналлит
Миоцен		<i>Предкарпатский</i>	Океаническая	Коллизионный	Краевого прогиба	Галит, каинит, лангбейнит
Миоцен		<i>Суббассейны</i> Малого Кавказа (<i>Ереванский и Приараксинский</i>)	Океаническая	Коллизионный	Межгорных прогибов	Сильвин, карналлит

современные океаны. С процессами глобального спрединга связано образование калиеносных бассейнов юрского и мелового периодов. Более молодые бассейны палеогенового и неогенового периодов тяготеют к коллизионным зонам (табл. 7). Остановимся подробнее на минерагеодинамике калийного галогенеза киммерийского цикла.

В начале юрского периода на юге Евразии начал формироваться океан Неотетис. Окружающие его молодые эпигерцинские платформы переходят в периспрединовую обстановку своего существования. Вдоль побережий океана происходит трансгрессия моря, образуется протяженный субширотный **Южно-Евразийский бассейн**. В его составе выделяются два солеродных суббассейна: наиболее крупный – Среднеазиатский и менее развитый Предкавказский.

В *Среднеазиатском суббассейне* породы юры залегают на терригенной толще пермо-триаса. Нижняя и средняя юра также терригенная. Соленосной является толща верхней юры – внизу карбонатная, вверху – галогенная (гаурдакская свита). Юра перекрывается терригенными красноцветными породами мела. Калийные соли залегают в соляной толще. Основные минералы – сильвин и карналлит, редко – риннеит. В состав суббассейна входят известные месторождения – Тюбегатанское, Гаурдакское и др. Э.А. Высоцкий и др. считают, что суббассейн в юрскую эпоху представлял собой внутриконтинентальное море, расположенное на территории от Афгано-Таджикской впадины до Каспийского моря [4]. В нём существовали некомпенсированные прогибы в пределах Амударьинской и Мургабской впадин.

Предкавказский суббассейн находится западнее Каспийского моря в южной части Скифской плиты, имеющей палеозойский фундамент. Соленосный комплекс, внизу ангидритовый, вверху галитовый, относится к верхней юре. В верхней части его разреза выявлены от одного до трёх пластов калийных, преимущественно

сильвиновых, солей, встречается полигалит.

В течение мелового периода продолжалась начальная стадия формирования современных океанов, к периферии которых и были приурочены осадочные бассейны. Солеродными, естественно, были те из них, которые расположены в наиболее благоприятных климатических зонах. Это раскрывающаяся Южная Атлантика и западная Индо-Синийская окраина Тихого океана. Для калийных залежей меловых бассейнов характерен своеобразный состав, отличный от состава предыдущих бассейнов. В них преобладает карналлит и присутствуют залежи тахигидрита CaMg_2Cl_6 .

На месте заложения Южной Атлантики формировался **Южно-Атлантический бассейн**. Он прошел стадии внутриконтинентального (средняя юра), межконтинентального рифтов и последующего спрединга. Само соленакопление, по видимому, происходило в обстановке межконтинентального рифта, подобного Красноморскому, в аптском веке конца раннемеловой эпохи. В результате продолжающегося спрединга и раскрытия океана Южно-Атлантический бассейн разделился на два суббассейна, расположенных на противоположных континентах: Западно-Африканский и Восточно-Бразильский (Сержипи-Алагоас).

Западно-Африканский суббассейн протягивается вдоль Африканского побережья Атлантического океана от Нигерии на севере до Анголы на юге на расстояние до 1700 км. Восточная его часть располагается на суше, а западная прослеживается на расстоянии до 300 км от берега. Мощность соляного комплекса увеличивается по направлению к океану, достигая 950 м. Комплекс имеет цикличное строение. В нормальных циклах отмечается следующая последовательность пород: битуминозная глина, каменная соль (30-60 м), чередование каменной соли и карналлита, бишофит или тахигидрит $\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Большинство калийных залежей (мощностью до 20 м) сложено карналлитом, реже

сильвином. Слои бишофита и тахигидрита (мощностью до 6 м) переслаиваются с карналлитом. Наиболее изучено подводное месторождение Холл. Соленакопление сопровождалось проявлениями вулканизма, в осадках присутствуют вулканические пеплы.

Отсутствие карбонатов и сульфатов в разрезе объясняется поступлением в зону осадконакопления концентрированных рассолов, лишенных сульфат-иона. Карналлит является первичным, а сильвин – вторичным. Некоторые объясняют присутствие хлоридно-кальциевых рассолов их ювенильным происхождением. В конце апта солеродный суббассейн превратился в нормальный морской [4].

На противоположном побережье Атлантики располагается вторая половина Южно-Атлантического нижнемелового бассейна, образующая *Бразильский суббассейн*. В нём калийные залежи сосредоточены во впадине Сержпи-Алагос. Здесь породы мелового возраста формировались в рифтовой тектонической обстановке. Особенностью галогенного комплекса, как и на противоположной стороне Атлантики, является отсутствие сульфатных пород. Комплекс представлен переслаиванием каменной соли и карналлита при наличии тахигидрита и сильвина. Отмечается, что выделяются два тахигидритовых пласта мощностью до 100 м, которые тяготеют к средней и верхней частям комплекса [4].

Индо-Синийский (Индо-Китайский) бассейн расположен в западной части одноименного срединного массива на территории Тайланда и Лаоса. Это был эпиконтинентальный эвапоритовый бассейн. Он представлен двумя *суббассейнами*: *Корат* и *Сакон-Након*. Эвапоритовый комплекс пород формировался в позднем мелу. В его основании залегает маломощная толща базального ангидрита (1-4 м), выше – толща галита (до 300 м), затем калиеносный горизонт (до 95 м) и покровная каменная соль (до 60 м). В калиеносном горизонте преобладает карналлит, присутствуют сильвин и тахигидрит. Сильвини-

товая зона залегает над карналлитовой. В сильвинитовой зоне присутствует борацит $Mg_3[B_7O_{13}]Cl$, содержание которого выше, чем в карналлитовой зоне.

Завершение киммерийского цикла в конце эоцена (Pg_2) – начале олигоцена (Pg_3) ознаменовалось формированием складчатых областей по периферии Тихого, Атлантического океанов, однако наиболее важным событием можно считать коллизию в системе континент–континент, обусловленную продвижением Гондваны к северу в сторону Евразии. В результате в конце палеогена началось закрытие субширотной структуры Неотетиса, формирование Альпийско-Гималайского складчатого пояса и окаймляющих его молассовых прогибов. Геодинамические процессы в Неотетисе привели к господству периколлизионной регрессивной тектонической обстановки и положению его в благоприятных для соленакопления климатических условиях. Возник протяженный **Средиземноморский солеродный бассейн**, состоящий из субширотной цепи суббассейнов.

На крайнем западе Европы, в Испании, в краевом прогибе перед Пиренеями существовал *суббассейн Эбро*. Соляная толща мощностью до 600 м накопилась в нём в палеогене (эоцен–олигоцен) в регрессивной обстановке. В верхней части разреза галогенной толщи залегают сильвинит-карналлитовые соли.

Расположенный восточнее *Сицилийский суббассейн* связан с одноименным рифтовым поясом. В нем сосредоточены сульфатные соли (полигалитовые), сульфатно-хлоридные (каинитовые) и хлоридные (сильвинитовые, карналлитовые).

Восточнее по нормали к Неотетису расположен Рейнско-Ливийский рифтовый пояс. В его северной части в эоцене, пересекая молодую Западно-Европейскую платформу, сформировался Верхнерейнский грабен Центральной Европы. Поскольку океанические воды поступали в него с юга из Средиземноморья, мы рассматриваем его как *Верхнерейнский суббассейн* Средиземноморского солеродно-

го бассейна. Верхнерейнский грабен пересекает пермские соли Средне-Европейского бассейна, эвапориты триаса, содержит соли палеогена и неогена. Ширина грабена достигает 40 км. Калийные соли приурочены к верхнему палеогену – олигоцену. Они залегают на породах среднего палеогена – эоцена, разрез которого состоит внизу из континентальных сидеролитов, на которых залегают доломиты, ангидриты и соли. Соляной комплекс олигоцена содержит два калийных горизонта мощностью 1–6 м, состоящих из сильвина и карналлита. Добавим, что позже, в миоцене, произошла активизация грабена, обусловившая излияния щелочных базальтов, фонолитов и карбонатов.

В конце палеогена на крайнем востоке Средиземноморского бассейна образуются многочисленные *суббассейны межгорных впадин Иранского пояса*, в которых концентрируются сильвин и карналлит.

В начале неогена, в миоцене, соленакопление сместилось в центральную часть бассейна. Здесь в Предкарпатском прогибе сформировался *Предкарпатский суббассейн* галит-сульфатных (каинит, лангбейнит) солей, пласты которых залегают среди молассовых отложений. Разрабатываются Стебникское и Калуш-Голыньское месторождения (Украина).

Расположенные на Малом Кавказе *Ереванский и Приараксинский суббассейны* также образовались в миоцене. Калийные соли представлены сильвином и карналлитом.

Таким образом, главные процессы калийного соленакопления, происходившие в течение киммерийского цикла, связаны с развитием океана Неотетис. Раскрытие его в юрском периоде обусловило трансгрессию моря и формирование Евразийского бассейна с солями галоидного типа в суббассейнах Средней Азии и Предкавказья. Закрытие океана привело в целом к коллизионной регрессивной обстановке и образованию Средиземноморского бассейна, простирающегося от берегов нынешней Испании до Ирана. На общем

фоне коллизии имели место процессы рифтогенеза в Сицилии и на молодой Европейской платформе с формированием Верхнерейнского грабена. Преобладало галоидное соленакопление. Сульфатные соли отлагались в быстро развивающихся относительно замкнутых впадинах Сицилийского рифта и Предкарпатского прогиба.

Поздний кайнозой (олигоцен – голоцен, 35 – 0 млн лет, неотектонический этап)

Заложенные в раннем кайнозое геодинамические процессы продолжились в позднем. Благодаря столкновению Индийской и Евразийской плит образовались Гималаи и Тибет, полностью закрылась восточная ветвь Неотетиса. На Африканском континенте стала формироваться Восточно-Африканская рифтовая система. Изменился климат: в Индии и Гималаях он стал муссонным, а за хребтами, севернее, аридным континентальным. В целом климат на Земле стал более холодным, начались оледенения. Условия для галогенеза стали менее благоприятными, однако, несмотря на это, в четвертичное время продолжали зарождаться новые калийные бассейны. Остановимся на двух примерах (табл. 8).

Особый интерес представляет **Африкано-Аравийский бассейн** как пример современного бассейна, связанного с внутриконтинентальным рифтогенезом. В центральной зоне Восточно-Африканского рифта распространены соли натрия. Они приурочены к континентальным озёрам Магади и Натрон. Скопления солей содержат соду ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), натрит (Na_2CO_3), галит (NaCl), виллиомит (NaF). Источником вещества солей считаются отложения карбонатитовых вулканов [15], поэтому их образование можно связывать с вулканогенно-осадочным процессом. На северной окраине этого субмеридионального бассейна располагается морской *Данакильский суббассейн* [4]. Он отличается наличием калийно-магниевых солей, среди

Таблица 8. Калиеносные солеродные бассейны позднего кайнозоя

Период, эпоха	Геодинамические условия	Бассейн	Палеотектонические			Минеральный состав солей
			группа обстановок	режим	обстановка	
Четвертичный	Столкновение плит	Африкано-Аравийский	Платформенная (Африканская)	Активизации платформ	Рифтовая внутриконтинентальная	Карналлит, сильвин, каинит
		Цайдамский	Океаническая	Коллизионный	Межгорного прогиба	Галит, карналлит

которых наряду с сильвином и карналлитом присутствует каинит.

Другим примером современного осаднения калия и магния в виде карналлита является внутриконтинентальный **Таримский бассейн** в Цайдамской котловине на Тибете. Котловина тектонически представляет собой межгорный трог, где на озёрных осадках галита происходит современное накопление карналлита.

Минерагенические эпохи калийного галогенеза

Анализ исторической минерагеодинамики калийного эвапоритового процесса показывает, что в большинстве случаев он осуществлялся в обстановках континентальных платформ и происходил практически непрерывно в течение геологической истории формирования фанерозойской стратисферы за исключением периодов великих оледенений. Относительная непрерывность галогенеза обусловлена вращением Земли и связанным с ним климатическим фактором. Несмотря на непрерывность галогенеза положение эвапоритовых формаций в пространстве земной коры изменялось, что указывает на постоянное нахождение в благоприятных климатических широтах различных континентов и их частей, что ещё раз подтверждает геодинамическую основу процессов соленакопления.

Попадание какого-либо континента и его осадочного бассейна в условия арид-

ного климата обеспечивает глобальная геодинамика [9, 10]. Её влияние не ограничивается перемещением континентов, геодинамика способна сама влиять на климатические условия, приводя к сжиганию плит с образованием мега- и суперконтинентов и их расхождению, горообразованию и рождению океанов.

На фоне общей непрерывности галогенеза обращает на себя внимание весьма неравномерное распределение количества бассейнов и ресурсов солей в геологической истории (табл. 9).

Отчетливо выделяются две важнейшие минерагенические эпохи галогенеза: девонская и пермская. Именно в течение этих двух эпох образовалось наибольшее количество крупнейших бассейнов, в которых сосредоточены основные мировые запасы калийных солей.

Как было описано выше, палеотектонические обстановки девонской эпохи характеризовались крупными коллизионными процессами, связанными с закрытием каледонских океанов и всего каледонского цикла Бертрана. Они привели к формированию мегаконтинента Лавруссия, на котором существовали остаточные мелководные периколлизионные моря. Важную роль сыграли геодинамические процессы перемещения континентов. Они привели к нахождению Лавруссии в течение девонского периода в приэкваториальных широтах.

Таблица 9. Распределение калиеносных бассейнов по циклам Бертрана и геологическим периодам (использованы данные Э.А. Высоцкого и др. [4])

Цикл	Период	Бассейн	Количество
Байкальский	Вендский, кембрийский	Соляной Кряж, Восточно-Сибирский	2
Каледонский	Силурийский	Мичиганский	1
	Девонский	Элк Пойнт-Саскачеванский, Морсовский, Припятско-Донецкий, Эдавейд, Тувинский	5
Герцинский	Каменноугольный	Юго-востока Канады, Скалистых гор	2
	Пермский	Припятско-Днепровский, Волго-Уральско-Предуральско-Прикаспийский, Среднеевропейский, Амазонский, Пермский	5
	Триасовый	Среднесредиземноморский	1
Киммерийский и Альпийский	Юрский	Южно-Евразийский	1
	Меловой	Южно-Атлантический, Индо-Синийский	2
	Палеогеновый, неогеновый	Средиземноморский	1
Современные бассейны (поздний кайнозой)	Четвертичный	Африкано-Аравийский, Цайдамский	2

В течение пермской эпохи произошло формирование суперконтинента Пангея, обусловленное одновременным окончанием герцинского цикла Бертрана и мегацикла Уилсона. При этом, как указывают В.Е. Хаин и Н.В. Короновский [22], суперконтиненты в силу ротационных процессов стремились располагаться в приэкваториальной зоне. Отсюда следует важный вывод о том, что наиболее интенсивное соленакопление в пермскую эпоху обусловлено совпадением окончания цикла Бертрана и мегацикла Уилсона.

Таким образом, глобальная геодинамика является главнейшим фактором галогенеза. Она включает ротационную геодинамику, приводящую к перемещению континентов в северном или южном направлениях, связанному с вращением Земли вокруг собственной оси. Ротационная геодинамика выражается в западном и северном-южном дрейфе континентов относительно мантии. Северный дрейф сменяется южным с периодичностью 800 млн лет. Под действием центробежных ротационных сил суперконтиненты формиру-

ются именно в экваториальной зоне. Кроме того, глобальная геодинамика включает общемантийную геодинамическую конвекцию вещества мантии, приводящую к формированию и распаду суперконтинентов (циклы Вилсона), конвекцию вещества верхней мантии, обуславливающую субдукцию и коллизию (циклы Бертрана) [4].

Второй после глобального геодинамического, но не менее важный – региональный геодинамический фактор, который в конечном счете является результатом действия глобального. Региональный фактор обуславливает структурно-тектонические условия зарождения, существования и закрытия бассейнов осадконакопления, их тектонический тип. Он влияет не только на тектонические условия бассейна, но и на состав хемогенных осадков.

В условиях сложно построенных бассейнов, которые вначале развиваются как синеклизные, а затем переходят в глубоководные типа предгорных или соединяются с ними, галогенез начинается в мелководных бассейнах с накопления карбо-

натов и гипса. Наличие мелководного подготовительного суббассейна и связанного с ним более позднего по времени образования глубоководного суббассейна (бассейна конечного стока) обеспечивает в последнем преимущественно хлоридное соленакопление. На существенную роль подготовительного бассейна в своё время указывал М.Г. Валяшко [3].

Роль регионального геодинамического фактора достаточно отчетливо прослеживается на примере Волго-Уральско-Предуральского бассейна. Наличие в позднем карбоне – ранней перми на обширной территории Волго-Урала синеклизного платформенного подготовительного бассейна обусловило изменение к концу кунгурского времени состава рапы в сторону уменьшения гидрокарбонатов кальция и магния, сульфатов кальция и увеличения концентрации хлоридов натрия, калия и магния. Попадание подготовленной таким образом рапы в конечные впадинные ванны обусловило специфику состава солей Верхнекамского месторождения.

В тектонических условиях простых впадинных бассейнов, которые могут формироваться в рифтовой обстановке

либо обстановке глубоководных впадин типа Прикаспийской, имеет место быстрое «лавиное» осадконакопление. В результате в ассоциации с гипсом происходит сульфатное калийное осадконакопление, которое может завершаться хлоридным.

Примером простого впадинного бассейна может быть Прикаспийский. Отсутствие в нем подготовительного суббассейна привело к концентрации наряду с гипсом сульфатных солей калия, магния и кальция, которое продолжилось хлоридным галогенезом и завершилось накоплением бишофита. Своеобразие состава Прикаспийского бассейна позволяет рассматривать его в качестве самостоятельного, лишь частично связанного с Предуральским.

Таким образом, главными факторами галогенеза являются: 1) глобальный геодинамический фактор, обеспечивающий попадание континента или его участка в благоприятную климатическую обстановку; 2) региональный геодинамический фактор, определяющий тектонические условия формирования бассейна и его состав.

Библиографический список

1. Баталин Ю.В., Тихвинский И.Н., Чайкин В.Г. Вещественно-геодинамическая систематизация и эволюция галогенных формаций // Отечественная геология. 1998. № 5. С. 17 – 21.
2. Беленицкая Г.А. Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ // Осадочные бассейны России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. Вып. 4. 72 с.
3. Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
4. Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З. Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.
5. Ибламинов Р.Г. Основы минерагеодинамики / Перм. ун-т. Пермь, 2001. 250 с.
6. Ибламинов Р.Г. Системные уровни минерагеодинамики – основа минерагенических построений // Вестник Пермского университета. Геология. 2004. С. 28 – 35.
7. Ибламинов Р.Г. Минерагеодинамика нефтегазоносных бассейнов // Вестник Пермского университета. Геология. 2007. Вып. 4. С. 8 – 25.
8. Ибламинов Р.Г. Формации и палеотектоника Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна // Геология и нефтегазоносность северных районов Урало-Поволжья: сб. науч. тр. к 100-летию со дня рождения проф. П.А. Софроничского / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2010. С. 190 – 193.
9. Ибламинов Р.Г. Палеотектонические обстановки формирования месторождений солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей. Вып. 16 / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2013. С. 263–265.

10. *Ибламинов Р.Г.* Минерагеодинамические факторы калийного галогенеза // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: матер. регион. науч.-практ. конф. / Перм. гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2013. С. 10 – 14.
11. *Иванов А.А.* Минеральные соли // Геология СССР. Т. XII. М.: Недра, 1973. С. 522 – 536.
12. *Кудряшов А.И.* Верхнекамское месторождение солей. / ГИ УрО РАН. Пермь, 2001. 429 с.
13. *Летников Ф. А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
14. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии): учебник. М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
15. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
16. *Молоитанова Н.Е.* Характеристика полигалитовых руд Жилинского месторождения калийных солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / Перм. гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2013. Вып. 16. С. 263–265.
17. *Московский Г.А., Свидзинский С.А.* О концепциях галогенеза (на примере Прикаспийской впадины) // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: материалы 6-го Всерос. литологич. совещ. / Казан. ун-т. Казань, 2011. Т II. С. 59 – 61.
18. *Назаров В.И., Белонин М.Д., Верещако И.А., Кулакова З.С., Сверчков Г.П., Смирнов С.В.* Геолого-минерагенетическая карта Мира. Масштаб 1:15000000. Объяснительная записка. Ч. 3. Нефтяные ресурсы континентов и транзигалей. Геолого-экономическая оценка. СПб., Изд-во Санкт-Петербург. картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 70 с.
19. *Романовский С.И.* Литогединамика осадочных бассейнов. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 44 с.
20. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т.1. 212 с.
21. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
22. *Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля. От ядра до ионосферы: учеб. пособие. 2-е изд. М., 2008. 244 с.
23. *Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.

Historical Minerageodynamic of Potassium Galogenesis

R.G. Iblaminov

Perm State National Research University, 614990, Perm, Bukirev st., 15

E-mail: riaminov@psu.ru

Conditions of formation, compositions and structure of potassium basins of the world in Phanerozoic are analyzed. Leading part of global geodynamics in basin genesis and role of regional geodynamics are showed. Main mineragenic epochs of potassium galogenesis were caused by formation of mega- and supercontinents during Bertran and Wilson cycles.

Key words: *potassium basins, minerageny, tectonic cycles, geodynamics.*

Рецензент – кандидат геолого-минералогических наук Н.Е. Молоитанова

ХРОНИКА

УДК 55 (092)

А.К. Урупов – основатель российской научной школы по нефтяной сейсмической разведке

В.И. Костицын, Л.Д. Шадрина

Пермский государственный национальный исследовательский университет, 614990, Пермь, ул. Букирева, 15. E-mail: kostitsyn@psu.ru

(Статья поступила в редакцию 22 января 2013 г.)

Приведены сведения о деятельности основателя пермской научной сейсмической школы и создателя российской школы сейсморазведчиков-нефтяников, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля науки Российской Федерации, заслуженного геолога РСФСР, заслуженного работника Минтопэнерго, почетного разведчика недр, почетного нефтяника, ветерана Великой Отечественной войны Адама Константиновича Урупова (1923–2008).

Ключевые слова: *Пермский университет, пермская сейсмическая школа, российская школа сейсморазведчиков-нефтяников, трехмерная сейсморазведка, месторождения нефти и газа.*



26 января 2013 г. исполнилось 90 лет со дня рождения Адама Константиновича Урупова (1923–2008), основателя научной сейсмической школы в Пермском крае и Пермском уни-

верситете, создателя российской школы сейсморазведчиков-нефтяников, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля науки Российской Федерации, заслуженного геолога РСФСР, заслуженного работника Минтопэнерго, ветерана Великой Отечественной войны.

А.К. Урупов родился 26 января 1923 г. в дер. Шаевка Могилёвской области Белоруссии. В сентябре 1940 г. он поступил на геологоразведочный факультет Мос-

ковского нефтяного института, но Великая Отечественная война прервала его учёбу. Он срочно вернулся с геологической практики и с июля 1941 г. по сентябрь 1942 г. обучался в Московском военно-инженерном училище и на Центральных курсах Красной армии. В сентябре 1942 г. был призван в ряды Красной армии, служил командиром взвода, командиром роты 231 мотоинженерного батальона 2-го Прибалтийского и Брянского фронтов до сентября 1944 г. Был тяжело ранен и находился на лечении в эвакуогоспиталях Ленинграда и Улан-Удэ с сентября 1944 г. по август 1945 г. В сентябре 1945 г. он возвратился на 2-й курс Московского нефтяного института и окончил его в 1950 г., получив специальность «Горный инженер-геофизик». В 1950–1953 гг. А.К. Урупов – аспирант кафедры полевой геофизики Московского нефтяного института, его научный руководитель – профессор Л.А. Рябинкин. В период учебы в аспирантуре он работал старшим инженером-геофизиком треста

«Моснефтегеофизика». С мая 1953 по август 1954 г. – ассистент кафедры полевой геофизики Московского нефтяного института, с августа по ноябрь 1954 г. – старший преподаватель Иркутского горно-металлургического института.

В ноябре 1954 г. переведен на кафедру геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых Пермского государственного университета, где работал до апреля 1966 г. в должности ст. преподавателя, доцента, профессора. В 1961–1962 гг. был деканом геологического факультета Пермского государственного университета.

Преподавательскую работу на кафедре геофизики ПГУ успешно сочетал с научной и производственной в тематических

партиях треста «Пермнефтегеофизика», по совместительству являлся начальником сейсморазведочной и тематических партий (1954–1966). В это время начались интенсивные исследования в направлении изучения закономерностей изменения скоростей по сейсмокаротажу и совершенствовалась методика определения эффективных средних и пластовых скоростей по годографам отраженных волн. Основным результатом этого этапа исследований является разработка способа определения эффективных скоростей на основе суммирования времен, исследования по учету влияния и созданию способов учета преломления, кривизны границ, фильтрации и других факторов.



1955 г. Слева направо: А.К. Урупов, И.М. Коробков, А.К. Маловичко, Б.А. Чазов, Д.Г. Филин, О.Л. Тарунина, В.Л. Тепляков

Особое место в этих исследованиях занимает предложенный и теоретически обоснованный А.К. Уруповым с участием В.И. Кивокурцева способ параметрического представления информации о кинематике на сейсмограммах МОВ в виде диаграмм с последующим использованием их для определения эффективных, средних и пластовых скоростей и элементов залегания отражающих границ. Ре-

зультаты этих исследований были обобщены А.К. Уруповым в монографии «Изучение скоростей в сейсморазведке» [1] и явились основой для написания им докторской диссертации.

Адам Константинович создал в г. Перми творческую группу исследователей, стал основателем пермской научной сейсмической школы. Он впервые в стране совместно с Ю.А. Бяковым и А.А. Шилю-

вой обратился к изучению моделирования волновых полей в виде синтеза сейсмограмм. В результате был решен ряд важных задач: предложен способ составления синтетических сейсмограмм для нормального падения на основе данных промышленной геофизики. Показаны широкие воз-

можности использования синтетических сейсмограмм при установлении природы и стратиграфической приуроченности отражений, прогнозировании оптимальных фильтраций и выявлении зон выклинивания.



1966 г. Слева направо: М.Н. Юдин, Н.И. Дергачев, В.И. Кивокурцев, Н.Г. Шкабарня, А.К. Маловичко, С.И. Лапин, А.К. Урупов, М.С. Чадаев, З. Н. Каменщикова

В 1964–1968 гг. им совместно с Б.А. Спасским и специалистами треста «Пермнефтегеофизика» выполнен важный комплекс работ по изучению и использованию динамических характеристик отраженных волн в условиях Прикамья. Исследовалось искажающее влияние АРУ на амплитуду, форму записи, спектральный состав и время прихода отраженных волн. Раскрыты дополнительные возможности в использовании динамических характеристик отраженных волн, зарегистрированных с использованием регуляторов усиления.

Важным направлением исследований А.К. Урупова и учеников (В.А. Силаев, Л.П. Неволин, С.И. Лапин) являлось совершенствование методики моделирования волновых полей, а именно синтез сейсмозаписей для нормального падения, изучение особенностей индикатрис средних скоростей в анизотропных средах, исследования на основе данных сейсмокаротажа глубоких и разведочных скважин и

вертикального сейсмического профилирования.

Среди учеников А.К. Урупова – известные ученые, доктора, кандидаты наук Пермского края. Работая в те годы над проблемой исследования скоростной характеристики неоднородных сред, он впервые в мире предложил и обосновал фундаментальную формулу определения скоростей по отраженным волнам.

В 1966–1970 гг. А. К. Урупов являлся главным консультантом министра геологии ГДР по геофизике и руководителем советских геофизиков в ГДР, профессором Фрайбергской горной академии. После возвращения из ГДР он работает заместителем директора ВНИИ геофизики, руководителем лаборатории методики сейсморазведки и объемной сейсморазведки (1970–1980). Занимается вопросами анализа сейсмических волновых полей, комплексной интерпретации кинематических и динамических особенностей сейсмических волн, миграции волновых полей в

объемной сейсморазведке, уделяя большое внимание внедрению волновых мето-

дик в Прикаспии, Западной и Восточной Сибири.



1981 г. Слева направо 1-й ряд: Б.А. Спасский, Л.Д. Шадрина, А.К. Урупов, А.К. Маловичко, Н.И. Дергачев; 2-й ряд: В.И. Патрикеев, З.С. Бояришинова, Р.П. Савелов; 3-й ряд: В.А. Собынин, Т.Ю. Тяпкина, Е.В. Ахматов

В 1970-1974 гг. Адам Константинович читал курс сейсморазведки в Московском геологоразведочном институте, с 1977 по 2008 г. – в Российском государственном университете нефти и газа им. И. М. Губкина, где с 1980 по 1994 г. являлся заведующим кафедрой, а с 1994 по 2008 г. – профессором кафедры разведочной геофизики и компьютерных систем. В эти годы он плодотворно работает над изучением сейсмической анизотропии физических свойств горных пород, имеющих различную трещиноватость.

А. К. Урупов является создателем российской школы сейсморазведчиков-нефтяников. В качестве научного руководителя в Перми и Москве он подготовил 45 кандидатов и 9 докторов наук, многие из них стали руководителями геофизических предприятий и занимают высокие научные и педагогические должности. Он автор более 200 научных работ, в т. ч. 9 изобретений и 9 монографий, из них несомненным интересом у сейсморазведчиков пользуются «Изучение скоростей в сейсморазведке» [1] и «Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн», соавтор А.Н. Левин [6]. Адам

Константинович – автор многочисленных учебников и учебных пособий для вузов: «Сейсмические модели и эффективные параметры геологических сред» [4, 5], «Миграционные преобразования данных в нефтегазовой сейсморазведке» [7], «Основы трехмерной сейсморазведки» [8].

Основными направлениями научной деятельности А.К. Урупова, внесшими значительный вклад в развитие геофизической науки и повышение геологической эффективности поисковых и разведочных работ на нефть и газ, являются:

- Теоретическое и экспериментальное изучение скоростей распространения сейсмических волн в неоднородных, перспективных в отношении нефтегазоносности, геологических средах. Разработанная им и названная его именем формула определения пластовых скоростей является достижением мировой геофизической науки и имеет повсеместное применение при проведении сейсморазведочных работ.

- Разработка теории и методики исследования свойств трещинных коллекторов нефти и газа по проявлениям много-

факторной анизотропии физических свойств геологического разреза и технологии раздельного изучения факторов, вызывающих анизотропию.

– Теоретическое обоснование и внедрение оптимальных способов формирования объёмных изображений геологических объектов посредством миграции данных трехмерной (3D) сейсморазведки.

Широкую известность в нашей стране и за рубежом получили проведённые А.К. Уруповым лично и под его руководством исследования в области поисков и разведки месторождений нефти и газа в различных регионах Советского Союза (Западная и Восточная Сибирь, Русская платформа, Прикаспий, акватории Баренцева и Карского морей и др.), а также в Германской Демократической Республике, на Кубе, при консультативном участии – в Афганистане, Польше, Венгрии, Чехословакии, Китае и Вьетнаме.

Адам Константинович Урупов активно занимался общественной деятельностью. Он – действительный член Нью-Йоркской академии наук, эксперт СССР по геофизике в ЮНЕСКО, неоднократный участник международных конгрессов и симпозиумов. Был членом Экспертного совета ВАК по проблемам нефти и газа при Совете министров СССР, заместителем председателя диссертационного совета при Российском государственном университете нефти и газа им. И.М. Губкина,

Монографии, учебники и учебные пособия А.К. Урупова

1. Урупов А.К. Изучение скоростей в сейсморазведке. М.: Недра, 1966. 226 с.
2. Методические рекомендации по применению сейсморазведки ОГТ / под ред. А.К. Урупова. М.: Изд-во ВНИИГеофизика, 1974. 195 с.
3. Урупов А.К., Маловичко А.А. Определение кинематических параметров отраженных волн на основании регулируемого направленного анализа волновых полей / ВИЭМС. М., 1983. 43 с.
4. Урупов А.К. Сейсмические модели и эф-

факторной анизотропии физических свойств геологического разреза и технологии раздельного изучения факторов, вызывающих анизотропию.

членом специализированных советов по защите докторских диссертаций при ВНИИГеофизика и при Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова.

За особые успехи в науке А.К. Урупов имел высокие почетные звания: заслуженный деятель науки Российской Федерации, заслуженный геолог РСФСР, заслуженный работник Минтопэнерго, почетный разведчик недр и почетный нефтяник.

Он награжден орденами Красной Звезды и Отечественной войны I степени, медалями «За боевые заслуги» и «За победу над Германией в Великой Отечественной войне», знаком высшей школы «За успехи в работе» и юбилейными медалями. Ветеран Великой Отечественной войны (1941-1945). За вклад в развитие нефтегазовой промышленности ГДР он награжден правительством этой страны орденом «За заслуги перед Отечеством» в бронзе.

Своеобразие личности А. К. Урупова проявлялось не только в научной и педагогической работе. Коллеги и бывшие выпускники Пермского государственного университета и Российского государственного университета нефти и газа помнят Адама Константиновича как любителя поэзии, автора стихов и песен, интересного собеседника и прекрасного исполнителя песен в дружеских компаниях.

фактивные параметры геологических сред / МИНХиГП, М., 1984. Ч. I. 104 с.

5. Урупов А.К. Сейсмические модели и эффективные параметры геологических сред / МИНХиГП. М., 1984. Ч. II. 85 с.

6. Урупов А.К., Левин А.Н. Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн. М.: Недра, 1985. 288 с.

7. Урупов А.К. Миграционные преобразования данных в нефтегазовой сейсморазведке / МИНГ. М., 1986. 120 с.

8. Урупов А.К. Основы трехмерной сейсморазведки / РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. М., 2004. 584 с.

A.K. Urupov is the Founder of the Russian Scientific School of Oil Seismic Prospecting

V.I. Kostitsyn, L.D. Shadrina

Perm State National Research University, 614990, Bukirev st., 15

E-mail: kostitsyn@psu.ru

Information about activity of the founder of Perm scientific seismic school, the creator of Russian school of seismologists-petroleum experts, the Doctor of Geological-Mineralogical Sciences, Professor, honoured worker of science of the Russian Federation, honoured geologist of Russia, honoured worker of Ministry of Fuel and Energy, honorary explorer of resources, honorary petroleum expert, the veteran of the Great Patriotic War – Adam Konstantinovich Urupov (1923 – 2008) is provided in this paper.

Key words: *Perm University, Perm scientific seismic school, Russian school of seismologists-petroleum experts, theory and practice of the three-dimensional seismic, oil and gas field.*

УДК 55 (092)

Памяти профессора В.Ф. Мягкова (1929 – 2013)

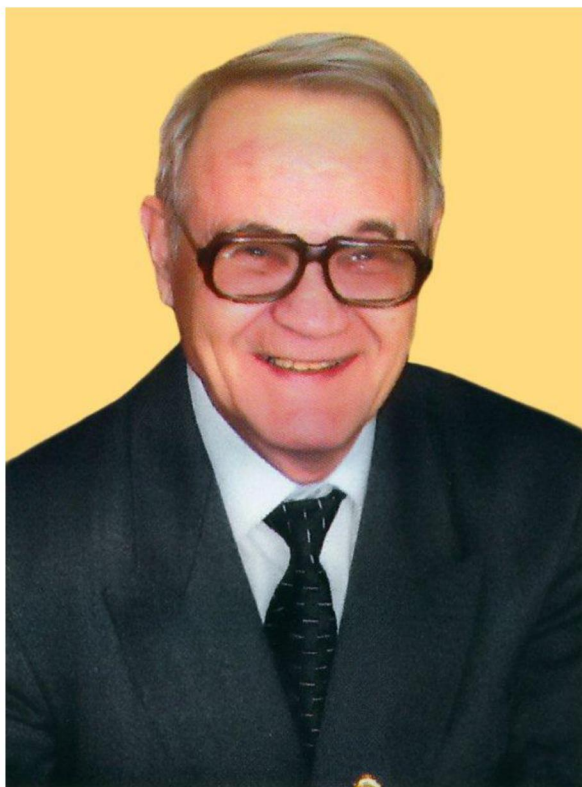
Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный исследовательский университет, 614990, Пермь, ул. Букирева, 15. E-mail: riaminov@psu.ru

(Статья поступила в редакцию 13 августа 2013 г.)

Приведены сведения о деятельности доктора геолого-минералогических наук профессора геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета Владимира Фадеевича Мягкова – одного из создателей современной рудничной геологии России, исследовавшего более 50 месторождений полезных ископаемых территории СССР.

Ключевые слова: *Пермский госуниверситет, геология полезных ископаемых, поиски и разведка месторождений.*



5 июля 2013 г. после тяжелой и продолжительной болезни скончался Владимир Фадеевич Мягков – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки Российской Федерации, почетный академик Академии горных наук Российской Федерации. Он

был награжден медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.», «Ветеран труда», «50 лет Победы в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.», знаком Мингео РСФСР «Отличник разведки недр», дважды Минвузом СССР знаком «За отличные успехи в работе».

В.Ф. Мягков был одним из выдающихся представителей поколения профессоров, окончивших Пермский университет, которые умели успешно сочетать преподавательскую и научную деятельность, вовлекая в круг своих исследований молодых преподавателей и студентов. Он всегда стремился находиться на острие современной науки и делать выводы напряжением ума «на кончике пера».

В.Ф. Мягков родился 10 августа 1929 г. в г. Камышлов Свердловской области. Во время Великой Отечественной войны в течение 1944 – 1945 гг. работал слесарем в паровозном депо ст. Камышлов Свердловской железной дороги. В 1949 г. он поступил на горное отделение технического факультета Пермского государственного университета, которое окончил в 1954 г., получив диплом с отличием и квалификацию горный инженер-геолог, и был оставлен для работы в должности ассистента на

кафедре методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых университета. С 1957 по 1958 г. Владимир Фадеевич работает в Пермском совнархозе инженером ПТО в управлении химической промышленности. Однако интерес к науке и преподаванию заставил его вернуться в университет [2].

Работая на кафедре, В.Ф. Мягков выполнял крупные хозяйственные исследования на Березниковском и Соликамском калийных комбинатах. По их результатам была написана кандидатская диссертация «Основные вопросы рудничного опробования калийных солей и некоторые методы их решения» [8]. В 1961 г. диссертация была успешно защищена в Институте геологии и геохимии в г. Свердловске (Екатеринбурге).

В 1961 г. Владимир Фадеевич получает должность старшего преподавателя, а в 1963 – доцента. В 1962 г. В.Ф. Мягкову поручается заведование кафедрой методов поисков и разведки полезных ископаемых ПГУ, которую он возглавлял в течение 17 лет, до 1979 г.

В.Ф. Мягков занимался исследованиями избирательного разрушения зерна сильвинитовых и карналлитовых пород в процессе бурения; методики детальной разведки уральских алмазных россыпей; рудничного и товарного опробования хромитов Главного Сарановского месторождения [8].

Результаты работы по хромитовой тематике вошли в состав монографии, написанной им совместно с доцентом В.Л. Баталовым [4]. Она явилась классическим примером комплексного подхода к решению практических и теоретических задач рудничной геологии.

В этот период в мировой геологической науке происходило широкое внедрение статистических методов исследования, создавалась так называемая «математическая геология». В.Ф. Мягков не ограничился механистическим применением математической статистики в геологии. Им было доказано, что измерения, выполняемые в геологическом пространстве,

фиксируют состояние геологических полей, а решаемые при этом задачи являются пространственными, и только при определенных условиях пространственные задачи могут быть сведены к статистическим. Его идеи были поддержаны профессорами П.А. Шехтманом, А.К. Маловичко, академиком В.И. Смирновым.

В.Ф. Мягков стал активным разработчиком горно-геометрического направления изучения месторождений полезных ископаемых, названного им «геометризация и анализ геологических полей месторождений полезных ископаемых».

В 1972 г. Министерство черной металлургии СССР поручило заведующему кафедрой методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых ПГУ В.Ф. Мягкову разработать инструктивно-методические руководства по геологическому обслуживанию горнодобывающих предприятий министерства. Для выполнения задания был создан творческий коллектив из молодых преподавателей геологического факультета, работавших в тесном контакте с ВЦ ПГУ [1]. Были организованы специальные поездки на горнодобывающие предприятия СССР для детального ознакомления с разрабатываемыми месторождениями, со спецификой методики разведки и геологического обслуживания каждого из них. В результате под руководством В.Ф. Мягкова и при его непосредственном участии в 1975 г. была написана серия инструктивно-методических руководств по эксплуатационной разведке и геологическому обслуживанию горнодобывающих предприятий Минчермета СССР. Текст руководств согласовывался с региональными органами Госгеолконтроля и Госгортехнадзора и утверждался в Минчермете СССР. Серия, подготовленная в Пермском университете, включала методические руководства для предприятий, разрабатывающих скарново-магнетитовые, титаномагнетитовые, хромитовые месторождения, а также Орско-Халиловскую и Ата-суйскую группы месторождений, Оленегорское и Ковдорское месторождения. Ру-

ководства остаются востребованными до настоящего времени. Опираясь на полученные результаты, члены творческого коллектива ассистенты Р.Г. Ибламинов, Г.В. Лебедев, А.С. Сунцев под научным руководством В.Ф. Мягкова успешно защитили кандидатские диссертации [10].

Одновременно Владимиром Фадеевичем была разработана и теоретически обоснована геометро-статистическая модель геологического поля. Это позволило ему от решения задач практической геологии подняться на уровень задач теоретического плана, которые были сформулированы им в докторской диссертации «Геохимический метод парагенетического анализа руд (разработка и экспериментально-теоретическое обоснование метода)». Впервые эта идея была сформулирована им в 1963 г. [3]. Защита диссертации состоялась в 1977 г. в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ). Работа была поддержана академиком Д.С. Коржинским, докторами наук А.А. Беусом, С.В. Григоряном, Д.А. Родионовым. Ученое звание профессора В.Ф. Мягкову было присвоено в 1978 г.

В.Ф. Мягков своими исследованиями оказал существенную помощь многим горнодобывающим предприятиям в организации геологического обслуживания. Под его руководством были составлены инструкции по геологическому обслуживанию Азербайджанского горно-обогатительного комбината, Атасуйского рудоуправления и др. Известны его работы по опробованию, выполненные на разрабатываемых месторождениях: Вишневогорском тантал-ниобиевом, Ауэрбахо-Турьинских медно- и железоскарновых.

В 1979 г. В.Ф. Мягков был приглашен работать на кафедру методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых Свердловского горного института (ныне УГГТУ, г. Екатеринбург), где до 1994 г. занимал должность заведующего кафедрой. Здесь он обобщает свои исследования в специальной монографии [5]. Позже в сферу его интересов попадают

колчеданные месторождения. В.Ф. Мягков применил геометро-статистический метод не только к анализу геохимических, но и морфометрических полей. Им была разработана теория и методика построения многофакторных геометро-статистических моделей рудных тел, примененная к анализу медно-колчеданных (Молодежное, Урупское) и медно-порфировых (Каджаранское) месторождений.

В этот период он становится ответственным редактором межвузовского научного тематического сборника «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных полезных ископаемых Урала». Под его редакцией было подготовлено к изданию 5 выпусков.

В.Ф. Мягков большое внимание уделял учебно-методической работе. Издаются многочисленные методические разработки по дисциплине «Математические методы в геологии», после длительной подготовки коллективом кафедры издается учебник «Рудничная геология» [6]. Им был разработан оригинальный учебный спецкурс «Моделирование и анализ геологических полей месторождений полезных ископаемых», который преподавался в Пермском госуниверситете, Уральской горно-геологической академии (Екатеринбург), Всесоюзном институте повышения квалификации специалистов Минцветмета СССР (Екатеринбург), Санкт-Петербургском горном институте (университете), Донецком и Новочеркасском политехнических университетах, Красноярской академии цветных металлов и золота. За создание спецкурса по «направлению, определяющему научно-технический и социальный прогресс» В.Ф. Мягков по итогам Всесоюзного конкурса в 1991 г. был награжден дипломом и премией Госкомобразования СССР.

Осенью 1994 г. по семейным обстоятельствам Владимир Фадеевич возвращается в Пермь, в родной университет, где получает должность профессора на кафедре инженерной геологии и охраны недр. Продолжает чтение лекций по раз-

работанной им дисциплине, обучает аспирантов [9]. Под его руководством защищает кандидатскую диссертацию Н.А. Даровских.

В последнее время профессор В.Ф. Мягков активно разрабатывал основы геоинформатики. Геоинформатику он понимал как «отрасль наук о Земле, изучающую состав, структуру и общие свойства информации о планете, в том числе горно-геологической (минералого-геохимической, морфоструктурной, морфометрической, инженерно-геологической, гидрогеологической, геохимической, геофизической, горно-технической, горно-технологической, горно-экономической), а также способы ее получения, хранения, обработки и использования, в частности при прогнозировании, поисках, разведке и разработке месторождений полезных ископаемых» [7].

Профессором В.Ф. Мягковым получены оригинальные и значимые результаты в области теории геологического поля и методологии научных исследований. Он уточнил понятие и модель геологического поля, создал классификацию геологических полей с целью типизации решений важнейших задач генетической и прикладной геологии, выявления синергетических эффектов при анализе геологических систем.

На единой научно-методологической основе им разработаны способы парагенетического анализа руд, морфометрического и морфоструктурного анализа рудных тел, метрологического обеспечения точности и надежности опробования и разведки месторождений полезных ископаемых, определения параметров систем разведки и опробования с учетом стадий изучения

месторождений, оценки бортового содержания компонентов, рационального оконтуривания рудных тел при подсчете запасов, выделения технологических сортов и типов руд.

Его теоретические концепции и практические разработки были использованы при выполнении 32 хозяйственных договоров. Они нашли применение на 56 горных предприятиях, добывающих разнообразные виды минерального сырья: руды черных, цветных, редких, благородных металлов, калийные соли, алмазы, гранулированный кварц, каолиновые глины, каменный уголь.

В.Ф. Мягков – автор более 100 печатных работ, в том числе 3 монографий. Он подготовил 14 кандидатов и 2 докторов геолого-минералогических наук, создав научную школу в области моделирования геологических полей месторождений полезных ископаемых.

В течение 20 лет Владимир Фадеевич представлял уральские вузы в Голодном совете Минвуза РСФСР по геологии и разведке месторождений полезных ископаемых. В последнее время он был членом совета по присуждению ученых степеней доктора наук в Пермском госуниверситете.

Владимира Фадеевича отличало умение сочетать научную и педагогическую работу, находиться на острие научной мысли, создавать творческие коллективы для решения крупных теоретических и прикладных задач.

Редакция журнала приносит соболезнования родным, близким, друзьям, ученикам Владимира Фадеевича. Его имя сохранится в памяти геологов – ученых, производственников и студентов.

Библиографический список

1. *Ибламинов Р.Г.* Современные научные направления. Геологический факультет // Первый на Урале. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1987. С. 211 – 216.
2. *Лебедев Г.В., Ибламинов Р.Г.* Профессору В.Ф. Мягкову 80 лет // Вестник Пермского университета. Геология. 2009. Вып. 11. С. 142 – 146.
3. *Мягков В.Ф.* О геохимическом принципе исследования минеральных парагенезисов магматогенных месторождений // Геохимия, 1963. № 4. С. 410 – 416.
4. *Мягков В.Ф., Баталов В.Л.* Методика опробования хромитов Сарановского месторождения / Перм. ун-т. Пермь, 1966. 75 с.

5. *Мягков В.Ф.* Геохимический метод парагенетического анализа руд. М: Недра, 1984. 126 с.
6. *Мягков В.Ф., Быбочкин А.М., Бугаев И.И. и др.* Рудничная геология: учеб пособие. М.: Недра, 1986. 199 с.
7. *Мягков В.Ф.* Элементы геоинформатики // Вестник Пермского университета. Геология. 2004. Вып. 3. С. 21 – 27.
8. *Пермский государственный университет имени А.М. Горького.* Исторический очерк. 1916 – 1966. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1966. 282 с.
9. *Профессора Пермского университета:* библиографический указатель / Перм. ун-т. Пермь, 1991. 248 с.
10. *70 лет геологическому факультету Пермского университета:* юбилейный сб. ст. / Перм. ун-т. Пермь, 2001. 313 с.
11. *Софроницкий П.А., Ибламинов Р.Г.* Геологический факультет Пермского университета // Современные проблемы геологии и геофизики / Обл. дом техники НТО. Пермь, 1981. С.3 – 13.

Professor V.F. Miagkov's Memory (1929 – 2013)

R.G. Iblaminov

Perm State National Research University, 614990, Perm, Bukirev st., 15

E-mail: riaminov@psu.ru

Information about activities of Vladimir Fadeevich Miagkov – professor of the Geological Faculty of Perm State National Research University is adduced. He is one of the founders of modern mining geology in Russia, studied more then 50 mineral deposits on the territory of the last USSR.

Key words: *Perm State University, mineral deposits, mining geology.*

ВЕСТНИК ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. ГЕОЛОГИЯ. 2013. ВЫПУСК 3 (20)

Редактор *Л.Г. Подорова*, корректор *Л.И. Иванова*

Подписано в печать 20.09.2013. Формат 60 x 84/8.

Усл. печ. л. 12,09. Тираж 500 экз. Заказ

Редакционно-издательский отдел Пермского государственного национального исследовательского университета. 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского государственного национального исследовательского университета. 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15

Подписной индекс журнала «Вестник Пермского университета. Геология» в Объединенном каталоге «Пресса России» на 2-е полугодие 2013 г. – 41002



ISSN 1994-3601



9 771994 360593 >

Фото: Полудницын Анатолий