

Б 26.8(5К)
Ф50

Вилесов ♦ А. А. Науменко
Л. К. Веселова ♦ Б. Ж. Аубекеров

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ КАЗАХСТАНА





Посвящается 75-летию
КазНУ им. аль-Фараби

Е. Н. Вилесов, А. А. Науменко,
Л. К. Веселова, Б. Ж. Аубекеров

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ КАЗАХСТАНА

Учебное пособие

Под общей редакцией доктора биологических наук,
профессора *А.А. Науменко*

БЕЙСЕМБАЕВ АТЫНДАҒЫ ҒЫЛЫМИ КІТАПХАНА
ОҚУ ЗАЛЫ

ЧИТАЛЬНЫЙ ЗАЛ
БИБЛИОТЕКА ИМ. С. БЕЙСЕМБАЕВА

Алматы
«Қазақ университеті»
2009

УДК 910.25
ББК 26. 82я72
Ф 32

*Рекомендовано к изданию Ученым советом
географического факультета и РИСО
Казахского национального университета им. аль-Фараби*

Рецензенты:

академик РАЕН, доктор биологических наук, профессор **С.Н. Нелидов**;
доктор географических наук, профессор **В.П. Благовещенский**;
доктор географических наук, профессор **Р.И. Гальперин**

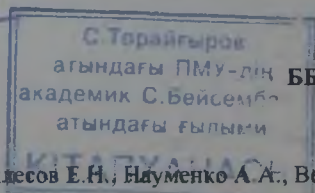
Ф 32 **Физическая география Казахстана / Е.Н.Вилесов, А.А.Науменко, Л.К.Веселова, Б.Ж.Аубекеров; под общ. ред. А.А. Науменко: Учебное пособие. – Алматы: Казак университеті, 2009. – 362 с.**

ISBN 9965-30-836-5

В пособии анализируются условия и закономерности формирования природы Казахстана и её компонентов во взаимосвязи между собой и хозяйственной деятельностью человека – геологическое строение, рельеф, климат, воды, растительность, почвы, животный мир. Рассматриваются вопросы районирования.

Для студентов, обучающихся по специальности «география».

Ф 15010000000-320
460 (05) -09 002-07



УДК 910.25
ББК 26. 82я72

© Вилесов Е.Н., Науменко А.А., Веселова Л.К.,
Аубекеров Б.Ж., 2009

ISBN 9965-30-836-5

© КазНУ им. аль-Фараби, 2009

Предлагаемое учебное пособие – результат многолетнего опыта преподавания авторами курса «Физическая география Казахстана» и смежных географических дисциплин в Казахском национальном университете им. аль-Фараби. По объёму представленного и проанализированного материала это первое в нашей стране издание подобного рода. В его основе лежат географические идеи и исследования природы страны крупными учёными XX века – Л.С. Берга, И.П. Герасимова, А.А. Григорьева, З.А. Сваричевской, Б.А. Федоровича, В.М. Боровского, Н.В. Павлова, Б.А. Быкова, В.М. Чупахина, У.У. Успанова и многих других! В пособии широко использованы публикации казахстанских исследователей, в том числе – научные материалы авторов. Пособие написано в соответствии со стандартом специальности «география».

Основной курс «Физическая география Казахстана» изучается студентами университета на третьем году обучения, когда уже прослушаны основы таких дисциплин, как общее землеведение, геоморфология, климатология, почвоведение, биогеография и др., что, несомненно, создаёт необходимую базу для осмысленного восприятия данного синтетического курса.

При подготовке учебного пособия учтены современные направления и тенденции в физической географии, дан анализ состояния природы страны. Авторы стремились показать компоненты ландшафта и их генезис в непрерывном развитии и взаимообусловленности.

При характеристике отдельных физико-географических регионов акцент сделан на комплексный подход, выявление доминирующих составляющих природной среды, а также на

зональную дифференциацию природных комплексов и их антропогенных модификаций.

Формирование комплексного подхода при исследовании объектов физической географии устраняет формальное запоминание фактов, закладывает основы научного познания развития природной среды. Считаю также, что для глубокого изучения будущими специалистами физико-географических закономерностей территории Казахстана, несомненно, будет полезным приводимый авторами список рекомендуемой литературы к каждой главе учебного пособия, которое даёт обширный материал для самостоятельной работы студентов.

В процессе написания данного учебного пособия авторами были проанализированы и учтены официальные документы Правительства Республики Казахстан и научные материалы, связанные с переименованием ряда географических объектов страны и их правильным написанием (транскрипция). В частности, использована «Инструкция по русской передаче казахских и казахской передаче русских географических названий РК» (Алматы, 2002 г.). Она одобрена и утверждена Государственной ономастической комиссией при правительстве РК как нормативный документ, обязательный для всех министерств, ведомств и учреждений. Сейчас на её основе РГКП НКГФ и Институт географии составляют 14-томный «Государственный каталог географических названий Республики Казахстан», где приводятся новые формы написания названий географических объектов страны на казахском и русском языках. Кроме того, в целях обеспечения преемственности в названиях географических объектов, в пособии старые названия часто приводятся в скобках. Например: Узынкара (Кетмень), р. Жайык (Урал), Жетысуский (Джунгарский), Илейский (Заилийский), Айтау (Шу-Илейские горы) и др. В главе I, характеризующей исторические этапы изучения территории Казахстана, сохранены все старые названия, что считаю вполне правомерным.

Текст пособия написан: глава 1 – Е.Н. Вилесовым и А.А. Науменко, глава 2 – Б.Ж. Аубекеровым, главы 3 и 9 – Л.К. Веселовой, главы 4 и 5 – Е.Н. Вилесовым, главы 6, 7, 8, «введение» – А.А. Науменко. Фотографии для пособия любезно предоставлены П.В. Веселовой и В.Т. Якушкиным.

При переводе данного пособия на другие языки и помещении текста в Интернете предварительно необходимо получить разрешение авторов.

Авторы искренне признательны рецензентам – профессорам В.П. Благовещенскому, Р.И. Гальперину и С.Н. Нелидову за внимательное прочтение рукописи и ценные советы, а также доценту С.Е. Поляковой за техническую помощь при подготовке её к печати. Свой скромный труд авторы посвящают 75-летию Казахского национального университета имени аль-Фараби.

Все конструктивные пожелания и замечания по содержанию данного пособия будут приняты с благодарностью.

Казахстан расположен в центре Евразийского материка, имеет площадь 2724,9 тыс. км² (2-е место в СНГ после России), занимая средние и южные широты умеренного пояса и простирается от 55°26' до 40°56' с.ш. и примерно от 45°27' до 87°18' в.д. 19,65 % территории относится к Европе (Западный Казахстан – за р. Эмба и хр. Мугоджары). Известен географический центр Казахстана – 48°11' с.ш. и 66°22' (в 100 км к северо-западу от г. Жезказгана, район хребта Улутая). Территория страны протягивается от нижнего течения Волги на западе до Алтая на востоке -- почти на 3000 км и от Западно-Сибирской равнины до гор Тянь-Шаня на юге – на 1650 км.

По площади Казахстан в пять раз превосходит Францию и примерно равен площади таких европейских государств, как Франция, Испания, Швеция, Германия, Финляндия, Италия и Великобритания вместе взятых.

Общая протяжённость границ Казахстана составляет 12187 км, из которых 6467 км приходится на границу с Россией, 2300 км – с Республикой Узбекистан, 380 км – с Туркменистаном, 980 км – с Кыргызской Республикой, 1 450 км – с Китайской Народной Республикой, 600 км – по Каспийскому морю.

Страна расположена в двух часовых поясах (GMT +5, +6). Среди стран СНГ по численности населения – 16304308 человек – занимает 4-е место (после России, Украины и Узбекистана). На территории Казахстана проживает свыше 130 национальностей и народностей.

В стране 14 административных областей (Северо-Казахстанская, Костанайская, Павлодарская, Акмолинская, Южно-Казахстанская,

Жамбылская, Алматинская, Кызылординская, Западно-Казахстанская, Атырауская, Актюбинская, Мангистауская, Восточно-Казахстанская, Карагандинская) и 3 города с центральным подчинением (Астана, Алматы, Байконур).

Государственный строй – унитарное светское государство с президентской формой правления. Столица страны – г. Астана (с 1997 г.).

В Казахстане в настоящее время (2009 г.) имеется 10 государственных природных заповедников, 10 государственных национальных природных парков, 26 памятников природы республиканского значения. В последние годы три объекта республики внесены в Список Всемирного культурного и природного наследия ЮНЕСКО – «Мавзолей Ходжи Ахмеда Ясави» (2003 г.), «Ландшафтно-археологический комплекс «Тамгалы» (2004 г.), «Сарыарка – степи и озёра Северного Казахстана» (2008 г.). В состав последнего вошли Наурзумский и Коргалжинский заповедники. Первое десятилетие XXI века ознаменовалось также созданием у нас в стране 4 государственных природных резерватов. Это «Ертис орманы» (2003 г., Павлодарская обл.), «Семей орманы» (2003 г., Восточно-Казахстанская обл.), «Иргиз-Тургайский» (2007 г., Актюбинская обл.), «Акжайык» (2009 г., Атырауская обл.).

На огромной территории Казахстана можно встретить самые различные природные условия – от *горной тундры* до *сухих субтропиков*. Внутриматериковое положение определяет основные физико-географические процессы и особенности современных ландшафтов.

Бескрайние равнины, нарушаемые в Центральном Казахстане изолированными низкогорными массивами, занимают основную часть территории Казахстана, и лишь на востоке и юго-востоке поднимаются горные системы Тянь-Шаня (пик Хантенгри, 6995 м – высшая точка Казахстана), Алтая (г. Белуха, 4506 м) и Жетысуского (Джунгарского) Алатау (г. Бесбакан, 4622 м). Самая глубокая впадина – Карагие (-132 м) находится на западе республики (полуостров Мангистау). Значительная часть Прикаспийской низменности лежит также ниже уровня океана.

Внутриматериковое положение Казахстана обуславливает континентальность и засушливость климата. Лето здесь более

тёплое, а зима более суровая, чем на тех же широтах Европейской территории России. Из-за свойственных континентальному климату высоких летних температур природные зоны здесь сдвинуты к северу, и потому если на тех же широтах Восточной и тем более – Западной Европы располагаются широколиственные леса, то в Казахстане простираются степи с небольшими островками деревьев. Южнее они сменяются сухими степями полупустынями и пустынями. Известно, например, что самое жаркое место в Казахстане – п. Тасты (Южно-Казахстанская обл.), где абсолютный максимум температур достигает 50 °С, а самое холодное («полюс холода») находится на крайнем востоке страны – в Орловском посёлке (Курчумский район), где в 1969 г. зафиксирована самая низкая температура воздуха – минус 62 °С. Интересно, что самая низкая среднегодовая температура воздуха в равнинной части Казахстана (0 °С) отмечена на метеостанции Троицкий посёлок (примерно 120 км к востоку от г. Астаны), а самая высокая (13,7 °С) – на метеостанции Кызылкум (крайний юг республики).

Во всех природных зонах создаются условия недостатка, а на юге резкого недостатка влаги. Так, на равнинной территории Казахстана среднегодовое количество осадков не превышает 370 мм, а в пустынной зоне – 100–150 мм. Характерно, что в горах их количество достигает более 1000 мм (Тянь-Шань) и даже 1500–2000 мм (Алтай).

Нельзя не отметить, что в результате хозяйственной деятельности – массовой распашки в середине 50-х годов XX века более 35 млн га целинных степей Северного и Центрального Казахстана, прокладки здесь дорог, организации многочисленных совхозов, строительства плотин, разработки полезных ископаемых открытым способом, а также деятельности на отдельных территориях военных ведомств коренным образом изменился облик наших степей. Произошли изменения в пустынной зоне (орошение, обводнение пастбищ, строительство водохранилищ, прокладка нефтепроводов и др.) и в горных районах (прокладка дорог, освоение горных склонов под садоводство, для строительства и рекреации). На всей территории Казахстана ухудшилась экологическая обстановка.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В КАЗАХСТАНЕ

Первые отрывочные сведения о Казахстане

(с древних времён до первой четверти XVIII века)

История изучения природы Казахстана начинается с глубокой древности – около 2500 лет назад. Первые скудные сведения о природных условиях западной части страны содержатся в трудах древнегреческих учёных – «отца истории» Геродота (V в. до н.э.), автора 17-томной «Географии» Страбона (I в. до н.э.), Птолемея (90–168 гг. н.э.). В них приводятся данные, часто противоречивые, о Каспии и Арале, Волге и Урале, Общем Сырте и Мугоджарах.

С середины II в. до н.э. и с перерывами, до XIV в. н.э. через Семиречье, юг Казахстана и Среднюю Азию функционировал Великий Шёлковый путь, открытый китайским дипломатом *Чжан Цянем*, как дипломатическая и торговая артерия, способствовавшая обмену товарами и разнообразной информацией, в т.ч. географического характера, между Востоком и Западом. В XIII в. китаец *Сюань Цзянь*, буддистский паломник, составил карту Кульджинского края, Семиречья и бассейна р. Сырдарьи.

В VIII–XI вв. земли на Средней Сырдарье были завоеваны арабами, поэтому тогда в изучении этой территории видную роль играли арабские учёные. Так, *аль-Бируни* дал подробное описание Каспия и Арала, *Ибн Русте* и *Истахри* составили первую карту Аральского моря, *аль-Масуди* описал междуречье Урала и Эмбы и степи Прииртышья, *аль-Идриси* характеризовал Чу-Илийские горы, низовья Сырдарьи и Приаралье, *Махмуд Кашгари* составил «Круглую карту», где показаны Семиречье, оз. Иссык-Куль и, впервые, – горы Тянь-Шаня.

В начале XIII в. территория страны была завоевана полчищами Чингисхана. Монгольское иго на 200 лет задержало экономическое и культурное развитие региона, сбор географических сведений был сведён до минимума. С середины XIII в. через Казахстан проходят пути европейских послов в Монголию. Первое посольство в 1245–1247 гг. организовал папа Иннокентий IV во главе с монахом-францисканцем *Плано Карпини*, прошедшим на восток через низовья Волги и Урала, побережье Арала, предгорья Северного Тянь-Шаня и оз. Алаколь до г. Каракорум – ставки монгольских ханов. В 1253–1255 гг., по поручению короля Франции Людовика IX, почти тем же путём прошёл через казахстанские степи в Монголию фламандский монах *Гильоме (Вильям) Рубрук*. В записях обоих послов дано описание бассейна р. Сырдарья, оз. Алаколь, предгорий Джунгарского Алатау и Тарбагатай, ветра эбе в Джунгарских Воротах.

В XV–XVI вв., после свержения монгольского иго, образования казахской нации и ханства, укрепления русского государства, накапливаются сведения по географии Казахстана в русской научной литературе. Первоначально они доставлялись различными посольствами и предприимчивыми купцами, проникавшими далеко на юг и восток. Большинство их имен до нас не дошло. Однако сохранился замечательный памятник их деятельности – карта Московского государства и объяснение к ней – «Книга Большому Чертежу». Она начала составляться в 1552 г., при Иване Грозном, а полностью завершена к 1627 г. На карте показаны около 40 объектов Казахстана.

В 1701 г. *С.У. Ремезов* составил «Чертежную книгу Сибири», содержащую 23 карты, с изображением Балхаша, Алаколя, Зайсана, рек Или, Текес, Чу, Сырдарья, гор Тянь-Шаня и Тарбагатай. Этот атлас ознаменовал собой начало картографического изучения территории Казахстана.

Материалы допетровских времен, при всей их значимости, были получены в основном в результате визуальных наблюдений и расспросных данных. Найти короткие пути в соседние страны – одна из главных задач внешней политики Петра I, а затем и Екатерины II. Для проникновения в глубь Азии через Казахстан Петр I снаряжает ряд военных экспедиций со стороны Каспия и из Сибири.

Экспедиция князя *А. Бековича-Черкасского* в 1714–1717 гг. в Хиву проходила через Астрахань – Гурьев – Эмбу – Устюрт. Он также прошел морем вдоль восточного Каспия и установил, что Амударья впадает не в Каспий, а в Арал. Составленную экспедицией новую карту восточного Каспия Петр I представил Академии наук Франции, избравшей его своим почётным членом. Сама же экспедиция была вероломно уничтожена хивинцами.

В 1714 г. экспедиция *И.Д. Бухгольца* обследовала р. Иртыш и оз. Зайсан. Участник экспедиции *И. Ренат* был пленён джунгарами, у которых пробыл 17 лет (1716–1733 гг.). По возвращении он представил карту Джунгарии, на которую нанес рр. Чилик, Талгар, обе Алматинки, Заилийский и Кунгей-Алатау и пр.

В 1722–1724 гг. капитан *И. Унковский* с дипломатической миссией совершил путешествие по маршруту Тобольск – Омск – Семипалатинск – р. Чар – хр. Тарбагатай – Джунгарские Ворота – р. Хоргос – р. Каркара – оз. Иссык-Куль.

Исследования природы Казахстана экспедициями российских учёных (до середины XIX века)

Дальнейшее развитие географических исследований в Казахстане было связано с присоединением его к России. В 1731 г. хан Младшего жуза Абулхаир присягнул императрице Анне Иоанновне верой и правдой служить России. В 1735 г. такую же присягу принес правитель Среднего жуза хан Семеке. И лишь в 1846 г. Старший жуз для защиты от кокандцев и джунгар дал согласие на присоединение к России.

В 1734–1737 гг. под руководством *И.К. Кирилова* работала Оренбургская экспедиция. Была составлена карта Оренбургского края с землями Младшего и Среднего жузов. После его кончины экспедицию в 1739–1750 гг. возглавлял *В.Н. Татищев*, давший описание природы посещённых им мест. В 1738 г. участник Оренбургской экспедиции астроном и математик англичанин *Д. Эльтон* дал описание р. Яик (Урал) и составил ее карту.

В 1740–1741 гг. состоялась экспедиция поручика *Д.В. Гладышева* и геодезиста *И. Муравина*, организованная по

просьбе хана Абулхаира для постройки города в устье Сырдарьи. Была составлена карта части Арала и дельты Сырдарьи.

С 1725 г. заметную роль в изучении окраин России сыграли учёные Петербургской Академии наук. Одним из них был *П.И. Рычков*, долгое время служивший в Оренбургской экспедиции. Его «Топография Оренбургская...» (Ч. 1-2, 1762 г.) является капитальным исследованием о всех компонентах природы Оренбуржья, куда входили земли Младшего жуза.

Важнейшим событием в изучении природы Западного Казахстана во 2-й половине XVIII в. были работы *академической экспедиции в 1768–1774 гг.*, созданной по указу императрицы Екатерины II, осуществившей давние планы *М.В. Ломоносова* по страноведческому изучению России. Экспедиция состояла из 5 отрядов. Три из них под руководством *П.С. Палласа*, *И.И. Лепёхина* и *И.П. Фалька* отправились в Оренбургскую губернию, а два, под началом *С.Г. Гмелина* и *И.А. Гильденштедта*, – в Астраханскую. Эта экспедиция *открыла эпоху комплексного изучения природы, экономики, истории и этнографии региона*. Правда, исследования коснулись лишь небольшой части на западе и севере нынешней территории страны. В русском издании главный труд *П.С. Палласа* «Путешествия по разным провинциям Российского государства» издан в трёх томах (1773–1788 гг.).

В целом за XVII и XVIII вв. были накоплены значительные сведения по географии страны, добытые многими людьми, нередко тяжким трудом и даже ценою жизни, и заложившие основы дальнейшего развития географии.

Массу интересных сведений о природе Оренбургского края дал профессор Казанского университета *Э.А. Эверсман* – участник экспедиции полковника *Ф.Ф. Берга* (1825–1826 гг.), прошедшей по Устьурту от Каспия до Арала. Итогом его исследований стала трёхтомная «Естественная история Оренбургского края» (1840–1850 гг.), характеризующая природные условия Западного Казахстана, Прикаспия и плато Устурт.

Другой крупный исследователь природы Казахстана того времени – *Г.С. Карелин*, сосланный в 1824 г. в Оренбург, а последние 25 лет жизни проживший в Гурьеве, обследовал

Каспийское море (составил 12 карт его бассейна), Тургайские степи, Восточный Казахстан, Тарбагатай и Джунгарский Алатау, озёра Маркаколь и Зайсан, описал реки Аягуз, Курчум, Чёрный Иртыш, Лепсы и др. Им собрано более 9 000 экземпляров растений, 240 – млекопитающих, 1 669 – птиц, 474 – минералов, в т.ч. ранее не известных науке. К сожалению, почти все коллекции сгорели при пожаре его дома в Гурьеве.

В 1829 г., по приглашению русского правительства, посетил Урал, Алтай и Прикаспий знаменитый немецкий учёный *А. Гумбольдт*. В 1843 г. он издал книгу «Центральная Азия», в которой представлена орографическая карта региона, в основном достаточно достоверная, хотя и имевшая существенные пробелы и отличавшаяся схематичностью.

В 1830 г. путешествие от Семипалатинска до Чимкента совершил хорунжий Сибирского казачьего войска *Н.И. Потанин* – отец известного учёного *Г.Н. Потанина*. Он описал 45 горных массивов и 20 рек. Впервые высказанное им предположение о том, что р. Чу не вытекает из оз. Иссык-Куль и что ее истоки лежат в Киргизском хребте, является, по сути, географическим открытием, не получившим признания при его жизни.

Известный русский учёный *А.И. Левшин* (ещё в 1823 г. впервые использовавший термин «казах») издал свой замечательный труд «Описание киргиз-казацких, или киргиз-кайсацких орд и степей» (1832 г.), где определил границы Туранской равнины, а казахские степи разделил на 7 полос (зон). *Ч.Ч. Валиханов* называл его «Геродотом казахского народа».

Первооткрывателем казахстанских ледников для науки стал врач Колыванских заводов *Ф. Геблер*, посетивший в 1835 г. ледники на южном склоне Белухи, в истоках р. Белой Берели.

Натуралист *Ал.И. Шренк* в 1840–1843 гг. исследовал Тарбагатай, Казахский мелкосопочник, Бетпақдалу, Чу-Илийские горы, Джунгарский Алатау. Его именем названа тяньшаньская ель – *Picea Schrenkiana*.

Исследования природы Казахстана экспедициями российских учёных (до начала XX века)

Знаменательным событием стало создание в 1845 г. ИРГО – **Императорского Русского географического общества** – главного центра географических исследований в России, что ознаменовало собой начало *нового этапа и в истории изучения природы Казахстана*. Среди первых членов ИРГО, исследовавших наш регион, был географ *Я.В. Ханыков*, издавший «Географическое обозрение Оренбургского края» (1839 г.) и «Очерк состояния Внутренней Киргизской орды в 1841 году» (1849 г.) и ряд карт. Другой член ИРГО *М.И. Иванин* в 1846 г. обследовал горы Актау и Каратау на Мангышлаке, указал на наличие здесь нефти, глауберовой соли и раковистого известняка.

В середине XIX в. началось изучение крупнейших водоёмов страны, особенно Арала. В 1848 г. в Оренбурге была построена и доставлена на Арал шхуна «Константин». В ее экипаже 27 человек, в т.ч. начальник экспедиции лейтенант *А.И. Бутаков*, топограф *А.И. Макишев*, прапорщик *К.Е. Поспелов* и ссыльный украинский поэт *Т.Г. Шевченко*, приглашённый в качестве художника. Итогом работы двух летних сезонов явилась первая подробная и точная карта Аральского моря, изданная в 1850 г. В 1853 г. *А.И. Бутаков* совершил первое в истории плавание по Сырдарье на построенном в Швеции пароходе «Петровский». В 1855 г. изучал низовья, а в 1861–1863 гг. – среднюю часть Сырдарьи, составил её навигационно-гидрографическое описание. За свою 15-летнюю службу в Приаралье в 1864 г. он был произведён в контр-адмиралы.

В начале 50-х гг. XIX в. гидрографическая экспедиция *Т.Ф. Нифантьева* изучает оз. Балхаш, его берега, глубины, острова, флору и фауну, возможности организации на нём судоходства. В эти же годы (1849-1851) горный инженер *А.Г. Влангали* изучает физико-географические условия Семиречья, Джунгарского Алатау и Тарбагатай, собирает подробные сведения о долинах семи рек – Аягуза, Лепсы, Каратала, Или, Аксу, Биёна и Коксу, что стало основой для применения термина «Семиречье» – «Жетысу».

Тогда же начинается систематическое изучение Каспийского моря. В 1851–1853 гг. *А.Е. Алексеев* провел полуинструментальную съёмку плато Устюрт и полуострова Бузачи с описанием их рельефа, климата, гидрографии. В 1853–1854 гг. экспедиция академика *К.М. Бэра* подробно обследовала берега моря, их морфологию, дельты Эмбы, Урала и Волги, выявила возможности развития рыболовства. *К.М. Бэр* объяснил генезис «бэровских бугров» на северном побережье (между дельтами рр. Кумы и Эмбы).

В 1856–1872 гг. экспедиция *Н.Л. Ивашинцева* произвела съёмку почти всего побережья Каспия, промеры глубин прибрежной полосы, определила отмели и пр. В результате был составлен подробный атлас Каспийского моря. В итоге всех этих работ Каспийское море оказалось наиболее изученным среди других крупных водоёмов России.

Если до середины XIX в. основное внимание уделялось рекогносцировке равнинных территорий страны, то во второй его половине, в связи с присоединением южных районов Казахстана к России и их хозяйственным освоением, потребовались детальные сведения о природных условиях гор юго-востока страны. В этот период особого внимания заслуживают исследования *П.П. Семёнова*, *Ч.Ч. Валиханова*, *Н.А. Северцова*, *И.В. Мушкетова* и др. Их научные достижения не утратили своего значения и в наши дни, что даёт основание считать их классиками географической науки. Поэтому вторая половина XIX в. в изучении Казахстана названа академиком *А.С. Бейсеновой* классическим этапом физико-географических исследований страны.

Выдающийся русский географ, 40 лет возглавлявший ИРГО, *Пётр Петрович Семёнов-Тянь-Шанский* был первым исследователем Тянь-Шаня, практически открывшим для науки эту горную страну. В 1856 г. он совершил поездки на оз. Иссык-Куль и в Кульджу. В 1857 г. через перевалы Терской-Алатау вышел на Тянь-Шаньские Сырты и открыл верховья Нарына – главного истока Сырдарьи. Затем он посетил истоки Сарыджаза с их ледниками, увидел Хан-Тенгри, установил отсутствие вулканов на Тянь-Шане, доказав ошибочность представлений *А. Гумбольдта* о якобы вулканическом происхождении этих гор.

Наиболее детально Семёнов изучил самый северный хребет Тянь-Шаня, который он назвал Заилийским, установил его ландшафтную поясность, описал долины рек северного склона Джунгарского Алатау. Эти исследования отражены в его книге «Путешествие в Тянь-Шань в 1856–1857 гг.» (1947 г.). В год 50-летия этого путешествия вышел царский указ о том, что отныне и навсегда к имени Семёнова добавляется титул Тянь-Шанского. В честь него названы ледник и вершина (5 816 м) в истоках Сарыджаза и установлен красивый бронзовый памятник на западном берегу Иссык-Куля.

Достойное место в истории изучения природы страны занимает *Чокан Чингизович Валиханов*. В 1855 г. он участвовал в поездке генерал-губернатора Западной Сибири *Г.Х. Гасфорта* по Сарыарке и Семиречью, а в 1856 г. – в военно-научной экспедиции полковника *М.М. Хоментовского* для изучения Тянь-Шаня. В 1857 г. он снова совершает поездку к алатауским киргизам, которая послужила «пробным камнем» перед его экспедицией в Кашгар. Результаты путешествий Валиханова отражены в его работах «Географический очерк Заилийского края», «Очерки Джунгарии» и др. Избрание Чокана действительным членом ИРГО в 1857 г. означало признание его заслуг перед русской географической наукой.

Путешествие Чокана в Кашгарию в 1858–1859 гг. было сопряжено с большой опасностью, т.к. Кашгар тогда был закрыт для европейцев. Это путешествие сильно подорвало его здоровье, и в 1861 г. он был вынужден оставить службу в Петербурге, отправился в родную степь и безвременно скончался в 1865 г., оставив после себя обширное научное наследство. Его имя заслуженно стоит в ряду выдающихся учёных своей эпохи. В честь него названы вершина в Заилийском Алатау (4 200 м) и ледник в Джунгарском Алатау.

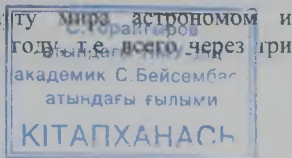
К крупнейшим учёным-натуралистам относится *Николай Алексеевич Северцов* – признанный основоположник отечественной экологии и зоогеографии, совершивший в 1857–1869 гг. ряд путешествий по Казахстану и Средней Азии вместе с ботаником *И.Г. Борцовым*. Он дал научное описание природы гор Тянь-Шаня, Приаральских Кызылкумов, низовьев Сырдарьи, впервые выявил выходы нефти в Доссоре, открыл 15 новых видов

животных и 45 – птиц. Итоги этих работ отражены в его книге «Путешествие по Туркестанскому краю и исследование горной страны Тянь-Шаня» (1873 г.). Его именем названы пик (4 474 м) и ледник в Заилийском Алатау.

Выдающийся геолог профессор *Иван Васильевич Мушкетов* вместе с тем был и крупным физико-географом и геоморфологом. В 1873 г. он совместно с профессором *Г.Д. Романовским* изучал геологию и полезные ископаемые Тянь-Шаня, в 1874 г. – его западные предгорья и горы Каратау, в 1875 г. – Александровский (Киргизский) хребет, Заилийский, Кунгей-, Терскей- и Джунгарский Алатау, в 1878–1880 гг. – Семиречье и пустыню Кызылкум. Кстати, многое для успешного проведения экспедиций Мушкетова, Северцова и др. сделал губернатор Семиреченской области (с 1867 г.) *Герасим Алексеевич Колпаковский*. В 1884 г. *И.В. Мушкетов* вместе с Романовским публикует первую геологическую карту Туркестана. Развивая идеи Семёнова, Северцова и др., он построил передовую для своего времени схему орографии и тектоники Средней Азии. В 1886 г. Мушкетов публикует свой главный труд – первый том монографии «Туркестан». В последний раз он приезжал в Казахстан в 1887 г. для изучения последствий Верненского землетрясения. Внезапная смерть застала его над работой над вторым томом «Туркестана», изданным посмертно в 1906 г. Именем *И.В. Мушкетова* названы четыре ледника на Тянь-Шане и Памире.

Во второй половине XIX в. во многих регионах страны проводятся различные исследования природоведческого характера. Так, *М.И. Венюков* в 1859–1860 гг. производил топосъёмки в долине р. Чу и Заилийском крае, *К.В. Струве* – астрономические и магнитные наблюдения на оз. Зайсан и в Тарбагатае (1863–1864 гг., с участием *Г.Н. Потанина*), полковник *И.Ф. Бабков* – топороботы на р. Чёрный Иртыш в пограничных с Китаем районах (1867–1869 гг.), *Р.М. Закржевский* – топосъёмки в пограничной Джунгарии (1886 г.), и др. Интересно, что укрепление Верное (будущая столица Советского Казахстана Алма-Ата) было нанесено на карту мира астрономом и геодезистом *А.Ф. Голубевым* в 1859 году, где, всего, через три года после его основания.

610527



Геологические исследования проводили *А.С. Татаринов* в Тарбагатае (1864 г.), *П. Дорошин* – в горах Актау и Каратау, на Мангышлаке (1869 г.); *А.В. Андрусов* – в Казахстанском Алтае (1881–1884 гг.); *И.В. Игнатьев* и *А.Н. Краснов* – в Семиречье, районе Хан-Тенгри (1886 г.) и др.

Гидролого-гидрографическими изысканиями занимались *В. Фишер* – на р. Или (1871 г.), *Н.Г. Столетов* – в Арало-Каспийском бассейне (1874 г.), *И.П. Пузыревский* – на Сырдарье и мн. др.

Исследованием биоты занимались *А.П. Федченко*, проводивший зоогеографические наблюдения на р. Чёрный Иртыш (1868 г.); *И.С. Поляков* изучал ихтиофауну и пресмыкающихся Балхаш-Алакольского бассейна (1877 г.); *А.М. Фетисов* – флору долины р. Или (1878 г.) и др. Все накопленные к концу XIX в. материалы о природе Казахстана обобщил французский географ *Ж.Э. Реклю* в 6-м томе своей «Всеобщей географии» (1898 г.).

Исследования природы Казахстана экспедициями русских учёных в начале XX века

В начале XX в., с развитием капитализма в России, природно-географическое изучение Казахстана приобрело новое направление, связанное с разработкой месторождений полезных ископаемых, освоением сельскохозяйственных земель и переселением крестьян, строительством железных дорог.

Первый проект железной дороги Оренбург – Ташкент был выдвинут ещё в 1874 г. Её строительство осуществлено в 1899–1905 гг. В 1895–1904 гг. была построена Сибирская железнодорожная магистраль, прошедшая через север Казахстана. На линиях железных дорог работали геологические партии с участием *К.И. Богдановича*, *Н.К. Высоцкого*, *А.А. Краснопольского*, *И.И. Жилинского* и др.

Тогда же физико-географические исследования в разных районах страны, по правительственным и частным поручениям, проводили *В.В. Сапожников*, *В.А. Дубянский*, *Л.С. Берг*, *В.А. Обручев*, *С.Н. Никитин* и др., а также ряд зарубежных учёных.

Важное значение имели экспедиции профессора Томского университета *В.В. Сапожникова*. В 1902–1904 гг. он посетил

Заилийский и Джунгарский Алатау и их ледники, хребты Саур, Манрак и Тарбагатай. Результаты этих исследований опубликованы им в двух томах «Очерков Семиречья» (1905, 1907 гг.).

В 1902–1903 гг. в Центральном Тянь-Шане работала экспедиция немецкого географа и альпиниста *Готфрида Мерцбахера*, который по праву считается первооткрывателем местоположения высшей точки Казахстана – пика Хан-Тенгри (6 995 м), первым из европейцев проложившим к нему путь по леднику Южный Иныльчек и увидевшим его во всей красе – от подножия до вершины.

В краткосрочной экспедиции, посланной в Туркестан Институтом Карнеги в Вашингтоне (1903 г.), участвовал американский геолог и геоморфолог *У.М. Дэвис*, изучавший геологическое строение Северного Тянь-Шаня. Он пришел к выводу, что в предледниковое время эти горы представляли древний пенеплен, позднее разбитый на отдельные блоки, поднятые на различную высоту.

Среди геологических изысканий начала XX в. известны работы *С.Н. Никитина* – в Мугоджарах, Приаралье и на Устюрте (1903–1906 гг.); *А.К. Мейстера* – в Джунгарском Алатау и по линии проектируемой железной дороги Семипалатинск – Верный (1906 г.); *В.А. Обручева* – в Джунгарском Алатау (1905–1909 гг.), отражённые в его трёхтомной «Пограничной Джунгарии» (1912–1940 гг.); *А. Ивченко* и *В.А. Дубянского* по изучению золотого рельефа Приаральских Каракумах, Кызылкумах, на Мангышлаке и Устюрте (1903–1908 гг.).

Гидрогеологическими экспедициями Отдела земельных улучшений и Гидротехнического отдела Переселенческого управления на территории страны было пробурено более 100 глубоких скважин (до 400 м) и десятки тысяч мелких. В эти же годы проводились специальные гидрологические исследования *Л.С. Берга* на Аральском море, *А.Н. Седельникова* – на оз. Зайсан, *А.А. Козырева* – в бассейнах Нуры и Ишима, *Н.П. Пузыревского* – на Сырдарье и др.

Л.С. Берг еще в 1898 г. изучал солёные озёра Прииртышья, в начале века (1903–1906 гг.) возглавлял Аральскую экспедицию. В 1908 г. он опубликовал ценнейшую монографию «Аральское море», которая была признана классической, не потерявшей своего значения и в наши дни. В 1913 г. им опубликован «Опыт

разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области», в котором впервые показаны природные различия отдельных частей Казахстана.

Основоположником гляциологических исследований в Казахстане по праву считается военный врач, генерал и краевед *С.Е. Дмитриев*, который в 1896 г. обследовал ледники Джунгарского Алатау, а в 1902–1908 гг. проводил наблюдения на леднике Туюксу в истоках р. Малой Алматинки в Заилийском Алатау. Он также открыл крупнейшие ледники этого хребта Корженевского и Богатырь (верховья р. Чилик). В 1915 г. *В.В. Резниченко* изучал современное и древнее оледенение в верховьях р. Текес.

В 1908–1914 гг. в Казахстане работали многочисленные экспедиции Переселенческого управления, занимавшиеся почвенно-ботаническими исследованиями под общим руководством *К.Д. Глинки*. В них участвовали почвоведы *Л.И. Прасолов*, *А.И. Безсонов*, *С.С. Неуструев*, *Г.М. Тумин* и мн. др. Они установили закономерности в распространении почвенного покрова и основных типов почв. Особое место в этих работах занимают исследования *С.С. Неуструева* в Южном Казахстане, где он проводил наблюдения за характерной «лёссовой почвой» Туркестана, которую он назвал серозёмом. Его книга «Естественные районы Оренбургской губернии» (1918 г.) и ныне служит образцом региональной ландшафтоведческой работы. *Л.И. Прасолов* исследовал вертикальную поясность почв Тянь-Шаня, почвы пустынь Семиречья и сухих степей Прииртышья. *И.М. Крашенинников* дал глубокий анализ истории развития растительного покрова территории Казахстана.

Среди зоогеографических исследований важно отметить обширные работы *В.Н. Шнитникова* в разных районах равнинного и горного Казахстана, *Н.А. Зарудного* – в Кызылкумах и на Арале, *П.П. Сушкина* – в Сарыарке, *Н.В. Кащенко* – на Алтае. *А.М. Никольский* описал пресмыкающихся страны, а *М.А. Мензбир* разработал схему зоогеографического районирования.

Из сводных работ начала XX в. вызывают интерес следующие книги: по Западному Казахстану – *И.С. Хохлова* «География Оренбургской губернии» (1908 г.) и *Д.Н. Соколова* «Оренбургская губерния. Географический очерк» (1916 г.), монографии из серии «Россия. Полное географическое описание

нашего отечества» – «Киргизский край» (Т. 18, 1903 г.) и «Туркестанский край» (Т. 19, 1913 г.), а также трехтомная «Азиатская Россия» (1914 г.). К подобным иностранным сводкам относится и книга немецкого географа *В. Сиверса* «Азия» (1892 г.), изданная в русском переводе в 1906 г.

Здесь нельзя не упомянуть и о малоизвестной военно-научной конной экспедиции по Центральной Азии в 1907-1909 гг., которую возглавлял будущий правитель Финляндии барон *К. Маннергейм*. Её маршрут, протяжённостью более 14 тыс. км, пролегал через Среднюю Азию и Южный Казахстан в Китай и Японию, а обратно в Россию – по югу Сибири и северу Казахстана. Результаты экспедиции были опубликованы Генштабом России в «Сборнике географических, топографических и статистических материалов по Азии» (1909 г.) под грифом «не подлежит огласке».

Из приведённого обзора видно, что усилиями российских учёных в познание природы Казахстана к 1917 г. был внесен поистине неоценимый вклад. Проведёнными исследованиями были заложены основы многих современных представлений о физико-географическом облике страны и созданы фундаментальные труды по всем компонентам природной среды и их районированию.

И всё же эти исследования не были систематическими, велись с перерывами по несколько лет и часто без достаточной материальной поддержки со стороны государства. Многие экспедиции проводились целиком по личной инициативе пытливых натуралистов. Практически все дореволюционные исследования в Казахстане велись научными силами крупных городов России, в основном Петербурга и Москвы. Остававшийся на положении колонии Казахстан не имел своих научных учреждений и кадров.

Исследования природы Казахстана в советское время (1918-1945гг.)

Новая эпоха в изучении природных условий и ресурсов страны началась после Октябрьской революции 1917 г., когда это изучение было поставлено в непосредственную связь с задачами развития производительных сил региона.

В советское время научные исследования приобрели

системный характер. Их объём рос от года к году. Общее их число так велико, что один только перечень разных экспедиций потребовал бы множества томов, не говоря уже о сотнях и тысячах имён их участников. В отличие от прошлого, этим работам стала свойственна не только большая разносторонность – охват широкого круга проблем, выдвигаемых задачами нового строительства, но и комплексность – взаимная увязка вокруг конкретных народнохозяйственных задач.

Уже в первые советские годы (1918-1930 гг.) особый размах приобрели *геологические работы* по выявлению месторождений полезных ископаемых. Так, *А.А. Стоянов* вёл изыскания на Сауре и Манраке, *В.П. Нехорошев* и *Н.Н. Горностаев* – в Казахском (Рудном) Алтае, *Д.С. Коржинский* и др. – в Экибастузе, *М.П. Русаков* – в Прибалхашье.

Было положено начало изучению *климатических условий* страны. В 1927–1928 гг. изданы работы *М.Д. Пономарева* и *В.Н. Борсука* «Климатический очерк Казахстана» и *В.И. Лебедева* «Гидрометеорологический очерк Казахстана».

Гидрологические обследования в эти годы проводил *Д. Букин* на реках Иргиз и Тургай, *С.Д. Муравейский* изучал озёра Приаралья. С 1922 г. к изучению *ледников* Заилийского Алатау приступил *Н.Н. Пальгов*. В 1930 г. *Н.Л. Корженевский* составил первый Каталог ледников Средней Азии, в котором приводятся сведения о ледниках Заилийского, Джунгарского и Кунгей-Алатау.

Среди *почвенных исследований* важными были работы Казахской экспедиции АН СССР (1926–1928 гг.) под руководством *К.Д. Глинки* и *Л.И. Прасолова*, в которых участвовали *С.С. Неуструев*, *Е.Н. Иванова*, *И.П. Герасимов*, *Е.В. Лобова*, *А.В. Мухля* и др.

Из *геоботанических исследований* важное значение имели экспедиции *И.В. Ларина*, *Н.И. Бекетова*, *Р.И. Аболина*, *Е.П. Коровина*, *М.Г. Попова* и др. Их материалы были обобщены в книге *Р.И. Аболина* «От пустынных степей Прибалхашья до снежных вершин Хан-Тенгри» (1930 г.) и в монографии *И.М. Крашенинникова* «Растительный покров Киргизской республики» (1925 г.).

Зоогеографические исследования проводили *Д.Н. Кашкаров*, *В.Н. Шнитников*, *С.И. Оболенский*, *Б.С. Виноградов* и др.

Появилась и первая физико-географическая сводка «Джетысу» (1925 г.).

В предвоенные годы назрела необходимость создания в республике единого научного центра. Таковым в 1932 г. стала Казахская база АН СССР. В 1933 г. организовано Казахское управление гидрометслужбы (КазУГМС). Казахская база АН СССР в 1938 г. была преобразована в Казахский филиал АН СССР (КазФАН), в составе которого образован Сектор географии во главе с *П.В. Симоновым*.

В 30-е годы изучением геологии продолжали заниматься *В.П. Нехорошев, Д.В. Наливкин, Н.Г. Кассин, Н.Н. Костенко, С.С. Шульц, К.И. Сатпаев, В.Ф. Беспалов, Е.Д. Шлыгин, Р.А. Борукаев, Г.Ц. Медоев* и др. Особое место в этих исследованиях принадлежит *Н.Г. Кассину*, выяснившему геологическое строение юго-востока страны, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, и *К.И. Сатпаеву*, который открыл крупные запасы меди, железной руды, марганца в районе Джезказгана.

Геоморфологические работы проводили *С.В. Калесник, Б.А. Петрушевский, А.Г. Доскач, И.П. Герасимов, З.А. Сваричевская, А.Д. Гожев, А.Г. Гаель* и др.

Из климатологических работ выделяются обзор климата Юго-Западного Казахстана *Н.Н. Красиковой* (1935 г.) и книжка *В.Ф. Литвинова* «Климатические особенности города Алма-Аты и его горных окрестностей» (1938 г.).

Изучением рек занимались *Б.К. Терлецкий, И.С. Яговкин, Г.Р. Юнусов, Р.А. Филенко* и др., а озёр – *Л.А. Молчанов, А.И. Васильев, Н.Л. Корженевский, П.Н. Панов* и др. Оледенение Заилийского Алатау продолжал изучать *Н.Н. Пальгов*. Рекогносцировочное обследование ледников гор юго-востока страны осуществил *В.Г. Горбунов*.

В этот период *почвенно-географические исследования* в Северном Казахстане проводили *П.И. Маклецов* и *С.П. Матусевич*, в Прикаспийской низменности и Центральном Казахстане – *Е.Н. Иванова, И.П. Герасимов* и др., в Джунгарском Алатау – *А.М. Надеждин*, в Бетпакдале – *А.Н. Розанов* и *А.В. Мухля*, в районе Джезказгана и в Заилийском Алатау – *А.И. Безсонов* и *М.А. Глазовская*. Интересные почвенно-географические исследования были проведены в бассейнах рек Малой и Большой Алматинки (1936–1941 гг.), связанные с защитой Алма-Аты от

селевых потоков (*Соколов С.И., Богатырёв К.П., Безсонов А.И.* и др). Составлена почвенная карта Республики в масштабе 1:2 000 000. Эти работы стали основой для оценки сельскохозяйственных угодий.

Геоботанические исследования вели *Л.Е. Родин, М.Г. Попов, В.П. Голоскоков, Б.А. Быков, Е.П. Коровин, Н.В. Павлов, С.Ю. Литишиц* и др. *Н.В. Павлов* издал трехтомный труд по флоре Центрального Казахстана (1928, 1935, 1938 гг.), *Е.П. Коровин* – «Растительность Средней Азии и Южного Казахстана» (1934 г.), а *М.Г. Попов* – «Растительный покров Казахстана» (1940 г.).

Работы по зоогеографии в предвоенные годы проводили *В.А. Селевин, Д.Н. Кашкаров, И.А. Долгушин, К. Деревягин, А.В. Афанасьев, А.Н. Формозов* и др.

В 1928 году *Жумаханом Кудериным* был издан первый учебник по физической географии Казахстана на казахском языке.

В годы Великой Отечественной войны (1941–1945 гг.) географические работы были сокращены и перестроены в интересах фронта и тыла. Многие сотрудники Института географии АН СССР (ИГАН) работали тогда в Алма-Ате. Первый заведующий Сектором географии *П.В. Симонов* был призван в армию и в 1942 г. погиб на фронте под Сталинградом. В 1941–1943 гг. Сектором заведовал *Н.Н. Баранский*. В эти годы были выявлены новые ресурсы воды, почв и растительности для развития сельского хозяйства, природные источники энергии и пр.

В 1939–1943 гг. в горах Северного Тянь-Шаня работала экспедиция КазФАН СССР и ИГ АН СССР, составившая геоморфологическую карту гор Юго-Восточного Казахстана (1945 г.). *Г.А. Авсюк* произвёл стереофотограмметрическую съёмку ледников в истоках р. Талгар. *М.А. Глазовская* проводила почвенные исследования на северном склоне Заилийского Алатау.

Исследования природы Казахстана во второй половине XX века (до 1991 г.)

После войны, в 1946 г., КазФАН СССР был преобразован в Академию наук Казахской ССР, первым президентом её стал академик *К.И. Сатпаев*. В составе академии плодотворно работали специализированные Институты геологических наук, гидрогеологии и гидрофизики, почвоведения, ботаники,

зоологии и др., внесшие огромный вклад в изучение отдельных компонентов природной среды Казахстана.

Среди крупнейших учёных второй половины XX в. в области геологии, тектоники, металлогении, издавших десятки и сотни монографий и карт геологического содержания, – *К.И. Сатпаев, Н.Г. Кассин, И.П. Новохатский, И.И. Бок, В.Ф. Беспалов, Г.Н. Щерба, Р.А. Борукаев, Г.Б. Жилинский, Е.И. Паталаха, Г.Ф. Ляпичев, Е.Д. Шлыгин, А.К. Каюпов, П.Т. Тажибаева, С.К. Калинин, Ш.Е. Есенев, В.Г. Ли, А.А. Абдулин* и мн. др.

Из гидрогеологов это – *У.М. Ахмедсафин, В.В. Велесов, Ж.С. Сыдыков, С.М. Шапиро, В.Ф. Шлыгина, В.И. Порядин, С.М. Мухамеджанов, Е.В. Посохов, В.С. Жеваго* и др.

В геоморфологических исследованиях проявили себя *Г.Ц. Медоев, В.В. Галицкий, А.С. Сарсеков, З.А. Сваричевская, М.Ж. Жандаев, Л.К. Диденко-Кислицына, Г.З. Попова, Л.К. Веселова, Ю.П. Селиверстов, А.Р. Медеу, Ф.Ж. Акиянова, Э.И. Нурмамбетов* и др.

Проблемами климатологии и гидрологии занимались сотрудники КазНИГМИ (ныне КазНИИЭК) *М.Х. Байдал, А.С. Утешев, И.З. Лутфулин, Г.Н. Чичасов, В.С. Чередниченко, Х.А. Ахмеджанов, Г.К. Турулина, П.Ж. Кожжахмет, О.Е. Семёнов, В.А. Семёнов, С.П. Кавецкий, В.И. Коровин, А.Ф. Литовченко, В.В. Голубцов, Ю.Б. Виноградов, Б.С. Степанов, М.Ж. Бурлибаев* и др.

Сотрудники Института почвоведения АН КазССР издали монографию «Почвы Казахстана» (1960–1983 гг.) в 14 томах (по всем областям) и Почвенную карту страны М 1:2 500 000 (1976 г.). Среди авторов – *У.У. Успанов, В.М. Боровский, А.А. Соколов, С.И. Соколов, Ю.Г. Евстифиев, Н.И. Котин, А.М. Дурасов, Р.Д. Джанпейсов* и др. В 70-80-е годы проводились широко-масштабные исследования почвенных процессов и структуры почвенного покрова в степных и пустынных районах, дельтах рек (*В.М. Боровский, В.Н. Михайличенко, А.А. Науменко* и мн. др.).

Институт ботаники подготовил и издал 9-томную «Флору Казахстана» (1956–1966 гг.). Представители этой науки – *М.Г. Попов, Н.В. Павлов, Б.А. Быков, Н.И. Рубцов, Б.П. Голоскоков, З.В. Кубанская, И.И. Ролдугин, М.В. Культиасов, Л.Я. Курочкина, Р.П. Плиаск, Н.П. Огарь, М.С. Байтенов, Е.И. Рачковская* и др.

В Институте зоологии все виды фауны изучали *В.Н. Шнитников, А.А. Студский, И.Н. Формозов, П.И. Мариковский, И.А. Долгушин, И.Г. Галузо, В.П. Митрофанов, Е.В. Гвоздев, А.В. Ковшарь, В.С. Корнилова* и др.

И все же главным научным учреждением, проводившим исследования по фундаментальным и прикладным проблемам именно физической географии страны был Сектор географии АН КазССР, которым с 1945 по 1962 гг. руководил академик *Н.Н. Пальгов*.

С именем *Н.Н. Пальгова* связано создание казахстанской школы гляциологии с гидрологической направленностью, отвечающей нуждам народного хозяйства горных и предгорных районов страны. Гляциологические исследования особенно интенсивно проводились в период Международного геофизического года – МГГ (1957–1959 гг.), Международного гидрологического десятилетия – МГД (1965–1974 гг.) и Международной гидрологической программы – МГП. В эти же годы был составлен полный Каталог ледников Казахстана. В практическую реализацию этих проектов большой вклад внесли последователи *Н.Н. Пальгова – К.Г. Макаревич, П.А. Черкасов, Г.А. Токмагамбетов, Е.Н. Вилесов* и др. Результаты их исследований изложены в ряде монографий и в серии карт в «Атласе снежно-ледовых ресурсов мира» (М., 1997 г.).

Тогда же формируется новое направление в геокриологии – горное мерзлотоведение, становление и развитие которого неразрывно связано с именами *А.П. Горбунова, Э.В. Северского* и др.

Говоря о достижениях в изучении климата Республики, важно вспомнить работы *А.С. Утешева* – автора и редактора монографии «Климат Казахстана» (1959 г.). В 60-70-е гг. опубликованы его работы по атмосферным засухам и их влиянию на природные явления.

Широкое признание получили результаты гидрологических исследований Сектора географии АН КазССР. С середины 50-х годов велись комплексные работы по изучению гидрофизических свойств горных ландшафтов и условий формирования и режима стока горных рек. В итоге – *И.С. Соседовым* разработан метод ландшафтно-дифференцированного анализа компонентов

водного баланса в горах и основанная на нем методика территориальных водно-балансовых обобщений. Под его руководством выполнены комплексные исследования водных ресурсов Восточного Казахстана и Джунгарского Алатау. В них участвовали *В.М. Болдырев, Р.И. Гальперин, Л.Н. Филатова* и др.

В 60-е годы начались исследования снеголавинной лаборатории Сектора, организованной *И.В. Северским*. На их основе впервые составлены карты снежного покрова и лавинной опасности гор Казахстана и сопредельных стран. Результаты опубликованы в ряде монографий и многих статьях *И.В. Северского* и *В.П. Благовещенского*.

Одновременно проводились лимнологические исследования. Еще в 50-е годы озёра Западного Казахстана изучал *А.В. Шнитников*, а малые озёра страны – *Г.Г. Муравлёв*. Позднее сотрудники Сектора *П.П. Филоненц* и *Т.Р. Омаров* собрали обширную фактическую информацию об элементах водного и солевого режима озёр всех регионов страны, выявили особенности их эволюции с учетом цикличности природных процессов. Результаты этих обследований обобщены ими в ряде тематических сборников научно-справочного характера.

Ещё в середине XX в. были изданы обобщающие монографии «Казахстан. Общая физико-географическая характеристика» под ред. *А.А. Григорьева* (М., 1950 г.), «Очерки по физической географии Казахстана» под ред. *И.П. Герасимова* (1952 г.), а позже в Москве опубликованы монографии «Казахстан» (1969 г.) в серии «Природные условия и ресурсы СССР», «Казахстан» (1970 г.) в серии «Советский Союз» и книга *Н.А. Гвоздецкого* и *В.А. Николаева* «Казахстан. Очерк природы» (1971 г.).

И в тематике Сектора чётко обозначилось самостоятельное ландшафтоведческое направление. Монографические обобщения *В.М. Чупахина* «Физическая география Тянь-Шаня» (1964 г.), «Физическая география Казахстана» (1968 г.), «Природное районирование Казахстана» (1970 г.), *В.М. Чупахина* и *Г.В. Гельдыевой* «Природные условия землеустройства» (1982 г.), Ландшафтная карта Казахской ССР (1979 г.). Участие физико-географов Сектора в разработке комплексных проблем освоения природных ресурсов Восточного Казахстана и Мангышлака квалифицируется как важный вклад в познание ландшафтов территории страны.

Начатые в 70-е годы под руководством *Г.В. Гельдыевой* исследования динамики естественных и антропогенно изменённых ландшафтов Казахстанского Приаралья были ориентированы на изучение влияния снижения уровня Аральского моря на ландшафты прилегающих территорий, тенденций развития природно-хозяйственных систем в условиях опустынивания с разработкой прогноза изменений природных комплексов, включая ландшафты осушенного дна Арала. Итогом работ стала серия оригинальных разномасштабных карт, в т.ч. ландшафтная карта Приаралья в М 1:500 000. В них участвовали *Л.К. Веселова, С.М. Николаева, Т.А. Басова, Т.И. Будникова, И.Б. Скоринцева* и др.

Исследования 80-х годов *К.Ф. Ёлкина, Б.А. Губанова, Т.С. Гуляевой* и др. по проблемам биогеографии и охраны природы были нацелены на разработку физико-географического обоснования сети особо охраняемых территорий. Их рекомендации использованы при создании Маркакольского и Западно-Алтайского заповедников.

Результаты всех этих исследований нашли отражение в Атласе Казахской ССР (Т. 1 – Природные условия и ресурсы, М., 1982 г.).

В 1983 г. Сектор был преобразован в Институт географии АН КазССР, научные разработки которого вышли на новый виток развития – расширились прежние исследования, появились новые направления.

Исследования природы Казахстана в конце XX – начале XXI века

90-е годы XX века и первые годы XXI века оказались наиболее трудными для казахстанской науки. После распада СССР многократно уменьшилось финансирование фундаментальных научных исследований. Многие научные темы были закрыты, в несколько раз было сокращено количество научных работников. И тем не менее, географические исследования в новой социально-экономической обстановке продолжались.

Ныне в составе Института географии, возглавляемого профессором *А.Р. Медеу*, работают 7 лабораторий – гляциологии,

геоэкологии горных территорий, рекреационной географии, географических информационных систем, гидроэкологии, ландшафтоведения и проблем природопользования, геоморфологии и геоинформационного картографирования, 6 стационаров, в т.ч. 2 высокогорных – «Ледник Туяксу» и «Озеро Улькен Алматы».

За последние 15 лет (1993–2008 гг.) Институт географии, являющийся головной организацией в РК по фундаментальным проблемам географии, выполнил следующие крупные разработки и проекты: «Теория и методы оптимизации географической среды и рационального природопользования», «географические проблемы бессточных бассейнов Казахстана», «Географические основы реконструкции дестабилизированных природно-хозяйственных систем Казахстана», «Разработка географического обоснования устойчивого использования природно-ресурсного потенциала и поверхностных вод трансграничных бассейнов РК», «Фундаментальные основы сбалансированного использования поверхностных и подземных вод и устойчивого функционирования природно-хозяйственных систем РК», «Географическое обоснование устойчивого развития природно-хозяйственных систем РК». В Институте был создан ГИС-центр, обладающий современными методами тематического картографирования на основе ГИС-технологий и данных дистанционного зондирования. Кроме того, в эти же годы Институт выполнил более 30 тематических хозяйственных заданий.

Названными проектами руководили *П.А. Черкасов, И.В. Северский, А.Р. Медеу, В.П. Благовещенский, А.А. Турсунов, Ж.Д. Достай, И.М. Мальковский, Г.В. Гельдыева, Ф.Ж. Акиянова, Э.И. Нурмамбетов.*

Крупнейшим достижением Института географии стало издание уникального трёхтомного «*Национального атласа Республики Казахстан*» (2006 г.). Атлас не имеет аналогов в странах СНГ, содержит более 350 карт и сопровождается монографией также в трёх томах: Т. 1 – Природные условия и ресурсы, Т. 2 – Социально-экономическое развитие, Т. 3 – Окружающая среда и экология.

В течение многих лет соответствующая тематика была представлена на географических факультетах ведущих вузов

страны – КазНУ им. аль-Фараби, АГПУ им. Абая, университета «Туран», пединститутов (переведённых в разряд университетов) ряда областных центров.

В КазНУ осуществлены глубокие разработки *А.В. Чигаркина*, *М.Е. Бельгибаева*, *Л.М. Павличенко*, *Е.А. Таланова* по геоэкологии Казахстана, *Е.Н. Вилесова* – по проблемам гляциогидроклиматологии горных стран, *Г.М. Джаналиевой* – по использованию бассейнового подхода к изучению ландшафтов, *А.А. Науменко* – по изучению динамики гидрофизических свойств и антропогенеза степных почв, мелиоративной географии, *В.Г. Сальникова* – по оценке эколого-климатического потенциала РК, *Р.И. Гальперина* – по режиму многолетних колебаний речного стока, *М.Х. Сарсенбаева* – по мелиоративной гидрологии.

В АГПУ – *А.С. Бейсеновой* – по истории изучения природы территории Казахстана и др.

В настоящее время географическая наука республики обладает достаточно мощным научным кадровым потенциалом: в НИИ и вузах трудятся 32 доктора (из них 29 – по физической географии и смежным дисциплинам) и сотни кандидатов географических наук. Интенсивно работают два диссертационных совета – в Институте географии и в КазНУ им. аль-Фараби. В стране выпускается ряд журналов географического профиля – «Вестник КазНУ. Серия географическая», «Вопросы географии и геоэкологии», «Гидрометеорология и экология», «География в школах и вузах Казахстана», «Терра» и др.

Состояние природной среды территории Республики Казахстан существенно зависит от хозяйственной деятельности. В ближайшем будущем следует ожидать усиления этой тенденции. Многочисленные примеры нерациональной и даже ошибочной хозяйственной организации территории и природопользования (крупномасштабное освоение целины; строительство загрязняющих предприятий на оз. Балхаш; создание ядерных полигонов; чрезмерное приращение орошаемых земель, приведшее к усыханию Арала; глобальное потепление и его последствия и пр.) показывают, что различные опасные негативные явления могли бы быть уменьшены или исключены с помощью уже имеющихся знаний и средств и

активной гражданской позиции географов. Вполне очевидно, что дальнейшее продвижение Республики Казахстан по пути прогресса невозможно без правильной географической и экологической политики. И здесь важная роль принадлежит физической географии и экологии, способным внести свой вклад в обеспечение стабильного будущего народов нашей страны.

Подробные сведения по истории исследования природы территории Казахстана приводятся в трудах академика *А.С. Бейсеновой* и профессора *А.П. Горбунова*.

Контрольные вопросы

1. В какие годы проводились экспедиции Переселенческого управления и каковы их результаты?
2. Какова роль российских учёных в исследованиях геологии, рельефа, климата, внутренних вод, почв, растительного покрова и животного населения Казахстана?
3. Кто из учёных за последние 150 лет, на ваш взгляд, сыграл выдающуюся роль в изучении природы Казахстана?
4. Основные достижения в изучении природы Казахстана и его регионов во второй половине XIX и начале XX века.

Задания для самостоятельной работы

1. Подготовить реферат о жизни и деятельности выдающихся исследователей природы Казахстана (по выбору).
2. Составить список географических объектов, названных в честь исследователей природы Казахстана.
3. Обозначить на контурной карте Казахстана варианты маршрутов Великого Шёлкового пути, а также маршруты путешествий *П.П. Семёнова* и *Ч.Ч. Валиханова*.

Рекомендуемая литература

1. История открытия и исследования Советской Азии / А.А. Азатьян, М.И. Белов, Н.А. Гвоздецкий, Л.Г. Каманин, Э.М. Мурзаев, Р.Л. Югай. – М.: Мысль, 1969.
2. Бейсенова А.С. Исследования природы Казахстана. – Алма-Ата: Казахстан, 1979. – 170 с.
3. Бейсенова А.С. Физико-географические исследования Казахстана. – Алматы: Казахстан, 1982. – 176 с.
4. Бейсенова А.С. Исторические основы географических исследований Казахстана. – Алматы: КазГосИНТИ, 2001. – 280 с.
5. Вилесов Е.Н., Науменко А.А. Географы XX века на казахстанской орбите. Научно-биографический справочник. – Алматы: Казак университеті, 1998. – 176 с.

6. Институт географии. Истоки, этапы развития / Под ред. А.Р. Медеу. – Алматы, 2007. – 336 с.

7. Науменко А.А. К истории освоения и научного изучения Семиречья (вторая половина XIX – начало XX века) // Медный Всадник-Казахстан. – 2007. – № 1 (2). – С. 58–65.

8. Почвоведы – исследователи природы Казахстана (авторы-составители: А.А. Науменко, Н.А. Алтынбекова, С.К. Шидельбаева). / Под ред. А.А. Науменко. – Алматы: Кітап, 2007. – 303 с.

9. Рахимбеков Р.У. Из истории изучения природы Средней Азии. – Ташкент: Укитувчи, 1970. – 266 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Геологические исследования на территории Казахстана в разные годы проводили крупнейшие геологи – *В.А. Обручев, И.В. Мушкетов, А.Д. Архангельский, В.Ф. Беспалов, К.И. Сатпаев, Н.Г. Кассин, Р.А. Борукаев, Г.Ц. Медоев, М.П. Русаков, Е.Д. Шлыгин, Г.Н. Щерба, В.Я. Кошкин, Н.Н. Костенко, Б.А. Федорович, А.Л. Яншин* и мн. др. Были составлены геологические и тектонические карты республики. Началом самостоятельного развития геологической науки в Казахстане следует считать 1932 год – год организации Казахстанского филиала АН СССР и первого геологического ВТУЗа в Алма-Ате. Большой вклад в изучение геологии Казахстана внесли многочисленные научные коллективы Москвы, Ленинграда и других городов Российской Федерации.

Детальные исследования геологического строения Казахстана и обобщение всего геологического материала позволили опубликовать в последние десятилетия ряд крупных сводок по Казахстану – многотомную монографию «Геология СССР» (1967–1970 гг.), монографии *А.А. Абдулина* (1981, 1994 гг.) и *В.Ф. Беспалова* (1971, 1975 гг.), подготовлен к изданию новый вариант тектонической карты Казахстана. В 1988 г. издана монография *Н.С. Сеитова* «Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана». В 2001–2003 гг. издана серия справочников по основным видам полезных ископаемых, а также геологические и литолого–палеогеографические атласы. В 2008 г. вышла в свет монография *Н.Н. Петрова, Б.Х. Берикболова* и др. «Урановые месторождения Казахстана (экзогенные)» и др.

Основные черты геологического развития территории

Территория Казахстана охватывает западную часть Урало-Монгольского складчатого пояса палеозойд. На крайний юго-запад заходят ранние киммериды Мангистауской зоны Средиземноморского пояса. Запад Казахстана занимает Прикаспийская впадина, рассматриваемая уже в составе Восточно-Европейской платформы.

На палеозойды Урало-Монгольского складчатого пояса, сформировавшего новую континентальную кору, наложен мезозой-кайнозойский осадочный платформенный чехол с зонами и тектоническими структурами киммерийской и альпийской активизации. Формирование этого складчатого пояса происходило в несколько этапов, все более расширяющих его границы, которые, в конечном счете, определили его положение между Восточно-Европейской, Сибирской и Катазиатской платформами.

Урало-Монгольский пояс на протяжении всего палеозоя являлся сложно развивавшейся, но единой мегасистемой с тесно увязанными составными частями. Этот пояс представляет собой подвижную геотектоническую зону планетарного масштаба, возникшую при раскалывании обширных континентов. Подобные внутриконтинентальные подвижные зоны являются тектоническими структурами того же планетарного ранга, что и современные океаны. Другая характерная черта подвижных поясов — огромная мощность вулканогенных и осадочных отложений, пестрота, контрастность и изменчивость фаций. Подвижные пояса являются, как и океаны, продуктом эндогенных процессов. На первых стадиях заложения подвижного пояса преобладают глубинные мантийные производные, которые сменяются в процессе геологической эволюции известково-щелочными и субщелочными магматическими, континентальными грубообломочными молассами. Огромную роль в геологическом развитии Казахстанского сегмента Урало-Монгольского пояса играли горизонтальные перемещения сдвигового и надвигового характера, амплитуды которых достигали многих десятков и сотен километров.

Столь же важным в формировании тектонических структур пояса было продольное сдавливание. Смена субширотных Тянь-

Шаньских простираний на меридиональные Уральские была усугублена восток-западным продольным сжатием. Именно продольно-сдвиговая геодинамика восток-западного направления создала сложно смятые тектонические структуры Казахского и Алтае-Саянского регионов.

Ярко выражены деформации раннепермской фазы тектогенеза, когда образовались сложные сдвиговые зоны смятия и ассоциирующие с ними изгибы Северо-Балхашского мегантиклинория. Весьма выразительно также сдвигово-надвиговое перемещение крупного блока – западная часть Джунгарии, Западное Прибалхашье и юг Центрального Казахстана, которое произошло в среднем девоне в северо-западном направлении на 250 км.

Урало-Монгольский складчатый пояс занимает большую часть территории Казахстана. Он представляет собой мегасистему палеозойд, формировавшуюся на протяжении венда-триаса, и подразделяется на три системы: Уральско-Южно-Тянь-Шаньскую, Казахстанско-Северо- и Срединно-Тянь-Шаньскую и Ертисско-Алтайскую (Алтай-Саянскую).

Границы систем хронологически варьируют в связи с временной миграцией разноуровневых зон, отражающих изменение геодинамических обстановок. Эти обстоятельства отрицают былое существование огромных океанических пространств типа гипотетических Урало-Казахстанского, Туркесканского, Зайсан-Ертисского и других океанов, якобы разорвавших ранние структурно-формационные зоны с последующим соединением.

Другой тип границ систем представлен мощными надвигами, которые устанавливаются и внутри систем (Жетысуская и Горноалтайская серии надвигов, Главный Уральский разлом).

Тесные структурно-вещественные связи всех зон казахстанской части *Урало-Монгольского пояса* свидетельствуют о развитии его в виде сложной мегасистемы с разновременным заложением и замыканием отдельных составляющих её частей и окончательном становлении палеозойд к началу триаса. Для палеозойд *Центрально-Азиатского складчатого пояса* выделяются каледонский и герцинский циклы геологического развития. Каждый цикл начинается с глубинных расколов ранее сформировавшихся континентальных блоков, образованием

прогибов с подводным магматизмом преимущественно базальтовым, сменяющимся отложением мощных осадков терригенного и органогенного происхождения, часто в сочетании с островными вулканическими извержениями более кислого состава. Завершается каледонский цикл в девонском периоде мощным складкообразованием и образованием наземных вулканических поясов с интрузиями гранитоидов. Такого же характера завершение герцинского цикла: Валерьяновско-Кураминский, Прибалхашско-Илейский, Жарма-Саурский, Калбинский вулканические пояса каменноугольно-пермского возраста.

Уральская система представляет собой субмеридиональную линейную тектоническую мегазону. Для Урала характерны напряженные, тесно сжатые складчатые структуры, сопровождаемые надвигами, что позволяет выделять тектонические линейные зоны уральско-тянь-шаньского типа. В этой системе с запада на восток, начиная от Восточно-Европейской платформы, выделяются «палеоконтинентальный» и «палеоокеанический» секторы. В первом расположены Приуральский краевой прогиб, Западно-Уральская складчатая зона, Залаирский синклиорий, антиклиорий Уралтау, Самарская зона шарьяжей. Во втором – Восточно-Уральском, отделенном надвиговой структурой Главного Уральского разлома, следуют Тагильско-Магнитогорско-Западно-Мугоджарская мегазона, Мугоджарско-Восточно-Уральский антиклиорий и Зауральские: Иргизская, Троицкая, Октябрьско-Денисовская и Валерьяновская зоны.

Нижнепалеозойские отложения этого района прослеживаются на юг в Южно-Тянь-Шаньскую зону, а Зауральская подвижная зона продолжала активное развитие до конца карбона.

Следовательно, для Урала, как и для ряда других регионов Казахстана, устанавливается каледонско-герцинский мегацикл тектонического развития.

Казахстанская тектоническая система образована каледонскими и герцинскими структурно-формационными комплексами. *Ранние каледониды* образуют пояс от Кокшетауского массива на севере до Северного и Срединного Тянь-Шаня на юге. Наиболее поднятыми блоками, слагающими ядра антиклинориев, являются Улытауский, Шуско-Кендыктасский, Каратау-Таласский, Макбальский, Илейский. К погруженным

докембрийским блокам относятся Северо-Кызылкумский, Сырдарьинский, Южно-Тургайский и многочисленные блоки в северной части Тургая.

В *позднекаледонское время* (средний ордовик – начало девона) произошло заложение Джунгарско-Балхашской области деструкции, давшей начало герцинскому циклу.

Для всех каледонид характерно образование в герцинском цикле наложенных прогибов рифтогенного типа с эпиконтинентальным морским и наземным накоплением сероцветных, угленосных и пестроцветно-красноцветных моласс.

Герциниды образуют центральную часть системы. Их заложение (раскрытие бассейна океанического типа) произошло в среднем ордовике. Джунгаро-Балхашские герциниды разделяются на ранние и поздние. Главная складчатость у первых произошла в конце раннего карбона, а у вторых – в начале перми; завершающей – в конце перми.

Северо-Балхашский мегантиклинорий резко асимметричен. Северное крыло образовано по междуговому Катанбулак-Саякскому прогибу, сложенному десятикилометровой толщиной флиша и морской молассы силура-карбона. Его южное крыло и Северо-Джунгарский мегасинклинорий смяты в очень сложные складки.

Раннекимммерийские тектонические структуры. На все палеозойды Казахстанской складчатой системы наложены поздне триасовые правосторонние сдвиги. К ним относится Центрально-Казахстанский сдвиг, который вместе с Чингизским образует Казахстанско-Таримскую сдвиговую систему. Все разрывы Азиатской системы поздне триасовых сдвигов на территории Казахстана не имеют магматического сопровождения (за исключением районов Алакольской впадины и хр. Кетмень).

Юрские отложения приурочены к рифтовым впадинам, которые сопряжены с правосторонними сдвигами или надвигами (Караганда, Майкюбень, Кумколь).

На территорию Казахстана приходится меньшая – западная часть *Ертисско-Алтайской* системы. Это Зайсан-Ертисская мегазона с Жарма-Саурской и Кокпектинско-Зайсанской зонами на западе и Калба-Нарымской – на востоке. В нижнем карбоне большая часть Жарма-Саурской зоны представляла собой

островодужную вулканическую дугу. К Ертисско-Алтайской системе к каледонидам относятся Рудный и Горный Алтай, к герцинидам – Зайсан-Ертисская мегазона.

В тектоническом строении Рудного Алтая доминируют структурные формы девонско-каменноугольного возраста, заложенные в конце раннего девона – в каледонском орогенном этапе. К ним относятся геоантиклинали Алейская и Синюшинская.

Каледониды Горного Алтая представляют собой мегантиклинорий, надвинутый на Рудный Алтай. Горный Алтай является западной частью Алтае-Саянских каледонских прогибов с мощными кембро-ордовикско-силурийскими флишоидно-молассовыми формациями. Породы интенсивно деформированы. Эти тектонические структуры оформились в герцинскую эпоху.

Герциниды. Ертисско-Маркакольский разлом представляет собой краевой шов, отделяющий Рудно- и Горно-Алтайские геоблоки от расположенной с юго-запада Калба-Нарымской герцинской зоны, которая вдоль разлома превращена в Ертисскую зону смятия и рассланцевания.

Ертисская зона смятия захватывает часть Калба-Нарымской зоны, которая разбита на тектонические блоки. К герцинидам Ертисско-Алтайской системы относится Зайсан-Ертисская мегазона. Она сложена мощными толщами терригенных пород верхнего девона и карбона, смята в складки. Крупнейшим из всех и главным является Ертисский разлом – сдвиг, который является только частью гигантского разлома планетарного ранга.

Основные морфотектонические структуры, образованные на завершающих этапах тектонических циклов, происходили в средне-позднепалеозойский этап.

Мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны. В Казахстане осадочные бассейны занимают обширные площади, охватывающие около 70 % территории. Это крупные отрицательные структуры земной коры, выполненные слабодислоцированными или не дислоцированными отложениями орогенного, рифтогенного, квазиplatformенного или ортоplatformенного типов. Такими бассейнами занята почти вся западная половина Казахстана – от Каспийского моря и административной границы РК на западе до хребтов Чаткала – Кураминской системы, Каратау, Улытау и Кокшетауского массива на востоке.

Отложения чехла образуют непрерывную полосу вдоль северной границы Казахстана и формируют отдельные впадины в центральной части (в зоне мелкосопочника) и на юго-востоке республики (в горной зоне).

По региональному тектоническому положению, характеру фундамента, стратиграфическому диапазону и мощности заполняющих отложений, осадочные бассейны делятся на несколько типов. Первый тип – это крупнейший в Евразии Прикаспийский осадочный бассейн. Его осадочный чехол имеет значительный стратиграфический диапазон (начиная от рифея) и огромную мощность (более 22 км). Вторым типом – это Мангистауско-Устюртский бассейн, представляющий собой восточное продолжение Северного Предкавказья. Этот бассейн имеет в основании палеозойский комплекс Средиземноморского складчатого пояса (Палеотетиса). Его осадочный чехол начинается, по-видимому, с отложений пермо-триаса и включает все более молодые отложения, вплоть до голоценовых. Максимальная мощность бассейна более 12 км.

Все остальные осадочные бассейны распространены в Урало-Монгольском складчатом поясе. Среди них отчетливо выделяются три типа бассейнов.

Первый – это бассейны, развитые в зонах догерцинской консолидации земной коры. Их фундамент образован складчатыми комплексами позднего докембрия или нижнего палеозоя, а осадочный чехол начинается с различных уровней среднего девона. Такими бассейнами являются Северо-Устюртско-Аральский и Шу-Сарысуйский. Максимальная мощность осадочного выполнения в первом из них достигает 12 км, а во втором – 6 км.

Второй тип – это бассейны, развитые на гетерогенном основании с широким диапазоном складчатых комплексов – от верхнепротерозойских до верхнепалеозойских включительно. Осадочный чехол в них начинается отложениями триаса (чаще всего верхнего триаса). К бассейнам этого типа относятся Восточно-Аральский, Сырдарьинский, Южно-Тургайский и Казахстанский склон Западно-Сибирского бассейна. Юрский структурный комплекс в этих бассейнах распространен спорадически, образуя локальные прогибы и грабен-синклинали

рифтогенной (тафрогенной) природы. В этих депрессиях отмечается и общая максимальная мощность осадочного чехла, достигающая 5–6 км.

Третий тип – это бассейны предгорных и межгорных впадин Северного Тянь-Шаня – Алтая. Им также свойственен сложный гетерогенный фундамент, однако они имеют характерный осадочный чехол. Основную часть разреза чехла здесь образует континентальная кайнозойская моласса неогенного и четвертичного возраста.

Мел–неогеновый структурный ярус. По подошве меловых отложений в центральной части бассейна выделяется цепь прогибов с запада на восток: Култукский, Кулажатский, Саамский, Барсакельмесский и Косбулакский. Наиболее глубоким и наиболее крупным из них является Косбулакский. В данном комплексе сохраняются три главные ориентировки структурных элементов: северо-западная, юго-западная и меридиональная, что свидетельствует об унаследованном развитии структур на мел-палеогеновом этапе. В целом структурный план мел-неогеновых отложений близок юрскому, но существенно более пологий.

На севере бассейн ограничен Иргизской седловиной, на северо-востоке – Нижне-Сырдарьинским сводом, а на юге – Центрально-Кызылкумским массивом. Юго-восточным ограничением бассейна является Аккырско-Кумколинская седловина, а западным – Арало-Кызылкумский вал. Эти структуры отделяют Восточно-Аральский бассейн от Сырдарьинского и Северо-Устьюртско-Западно-Аральского бассейнов.

В *Юрско-кайнозойском структурном ярусе* существенное значение имеют юрско-неокомские отложения. Системы разломов играют важную структуроформирующую роль и в большинстве случаев контролируют их границы.

Система разломов, разделяющих эти два блока, является юго-восточной границей Балхашской впадины.

Новейшие тектонические структуры Казахстана. Объем новейшего этапа принят неоген-четвертичным на основании того, что современный рельеф как производное эндогенных и экзогенных факторов и новейшие структуры на территории Казахстана сформированы за неоген-четвертичное время.

Средний исходный гипсометрический уровень преднеогеновой поверхности определяется палеогеографическими реконструкциями, принятыми дифференцированно для различных геоструктурных областей. Для Мангистау и Устюрта принят уровень Мирового океана, для Северного Прикаспия +100 м, для Мугоджар, Туранской плиты, Казахского щита и Северо-Казахской моноклинали +200 м и орогенной сводово-глыбовой области юго-востока Казахстана +500 м.

Деформации преднеогеновой поверхности и формирование новейших структур обязаны блоковым движениям земной коры. Подавляющее большинство разломов наследует разломы более древнего заложения. Унаследованное развитие новейших структур наблюдается, главным образом, в районах широкого распространения мощной толщи рыхлых мезозой-кайнозойских осадков.

В Казахстане выделены *структуры трёх порядков*:

Структуры 1-го порядка: древняя Восточно-Европейская платформа, молодая Центрально-Евразийская платформа и Тянь-Шань–Алтайская орогенная область.

В пределах структур 1-го порядка выделены *структуры 2-го порядка*: Прикаспийская впадина Восточно-Европейской платформы; в пределах Центрально-Евразийской платформы – Туранская плита, Казахский щит, Западно-Сибирская плита. В результате активного проявления новейших тектонических движений на территории Казахстана произошло обновление древних разломов, образование молодых разрывных нарушений и формирование крупных сводов. В последующем произошло дробление их на блоки в области преимущественного погружения, которые являлись зонами аккумуляции. Эти движения предопределяли развитие новейших структур и сформировали новейший структурный план. Зоны тектонических нарушений, в основном, являются обновленными разломами древнего заложения.

Изложенное подтверждает высказывание о том, что ряд структур является унаследованными. Однако в новейший этап развития образуются и своеобразные крупные сводовые поднятия, или блоковые структуры, не имеющие прямого подобия по характеру развития с более древними структурными

этажами. Это отмечается в орогенной области юго-востока Казахстана, в пределах Казахстанского щита и Мангистау-Устюртской системе дислокаций. Встречающиеся пологие изгибы пластов новейших отложений в областях их широкого распространения и больших мощностей также, видимо, обязаны глубинным вертикальным перемещениям блоков, в процессе которых верхние пластичные слои деформировались пликативно, образуя пологие изометричные складки (поднятия, валы, флексуры и т.п.). Эти складки хорошо прослеживаются в Северо-Казахской моноклинали, Прикаспии, Мугоджарах и других местах.

Прикаспийская впадина является частью Восточно-Европейской платформы. В ней выделены две крупные структуры: на западе – Букеевская синеклиза, формирующаяся в зоне устойчивого прогибания, на востоке – Подуральское поднятие. Букеевская синеклиза имеет амплитуды погружения от 600 до 800 м и осложнена структурами более высокого порядка – прогибами (Центральный, Мамбетский, Уральский и др.) и поднятиями (Шалкарское, Индерское и др.). Подуральское поднятие имеет амплитуды движения от 50 до 150 м и осложнено Актюбинским, Сагирским прогибами и поднятиями Акшатауским, Тамдинским и др. В настоящее время продолжается рост соляных куполов.

Мугоджарская складчато-глыбовая область Южного Урала расположена восточнее Подуральского плато, вытянута с севера на юг и разбита системой разломов. Поднятие разделяется на Западную (зона кряжа) и Восточную (зона пенеплена).

Западная зона имеет сводово-глыбовую структуру с контрастным характером унаследованных новейших движений. Все новейшие структуры здесь вытянуты в меридиональном направлении. Суммарная амплитуда неодеформаций достигает 350 м. Среди *структур 3-го порядка выделены* Орь-Илекское, Западно-Мугоджарское поднятия, Алимбетская ступень и Орская впадина.

Восточная зона (зона пенеплена) характеризуется слабыми дифференцированными новейшими движениями. Она осложнена Орь-Иргизским, Прииргизским и Восточно-Мугоджарским а также Челкарским, Орским, Бочеткольским прогибами с

амплитудами поднятий до 200 м. В Казахстан она заходит юго-западной частью, представляя крупную структуру – Северо-Казахстанскую моноклинали. Для неё характерны слабо выраженные дифференцированные движения отрицательного знака. Периферическая часть Северо-Казахстанской моноклинали располагается в зоне шарнира, ось которого примерно совпадает с «нулевой» линией суммарных амплитуд. На юго-запад от этой оси преобладают восходящие движения Казахского щита. Амплитуды неодеформаций преднеогеновой поверхности на севере – 150 м. Из новейших структур 3-го порядка здесь выделены Лебяжинский, Балапанский, Андриановский, Сладководский, Калибекский, Менгисорский и Павлодарский валы и разделяющие их Пресновский, Тобылгасорский, Черлакский, Шаглысский и Жалтырский прогибы. На востоке моноклинали выделяется Северо-Тургайский прогиб, осложненный Приубаганским и Талапкерским валами. Амплитуда высот достигает 50 м. Приубаганский вал вытянут субширотно на 200 км и заложен во второй половине плиоцена. Талапкерский вал расположен восточнее г. Костаная. Он сформировался в позднем плиоцене. Разрывные дислокации развиты очень слабо. Эта структура 2-го порядка в Казахстан заходит северной половиной и характеризуется развитием мощного платформенного чехла, слабой неотектонической активностью, малыми градиентами скоростей движения.

Крупной новейшей отрицательной структурой *Туранской плиты* является Тургайская синеклиза, ограниченная с востока Казахским щитом, с севера – Костанайской седловиной, с запада – Мугоджарским поднятием, а с юга – Приаральской системой дислокаций и Нижне-Сырдарьинским сводом.

Тургайский прогиб разделяется Костанайским валом на Северо-Тургайский прогиб и Тургайскую синеклизу. Время заложения этих структур – конец юры - начало мела. Со второй половины среднего миоцена в связи с общим подъемом Урала и Казахского щита отмечается блоковый ступенчатый характер подъема территории прогиба с образованием флексур и складок. В конце плиоцена – начале четвертичного времени оформились борта Тургайского прогиба, Костанайская седловина, Тургайская синеклиза, Южно-Тургайский прогиб и др. Костанайская

седловина является границей между Туранской и Западно-Сибирской плитами.

Тургайская синеклиза с востока ограничена серией Байконурских разломов, с запада – Былкулдакской зоной. Шелкар-Нурынское поднятие пересекает ее в субмеридиональном направлении и разделяется на Нурынский и Машайский тектонические блоки. Ушбидаикский вал имеет северо-западное простирание и амплитуду до 50–100 м. Камышинское поднятие вытянуто на 80 км.

Казахстанский щит представляет собой сводово-глыбовое поднятие, разбитое новейшими разломами с образованием сложной системы блоков. Одной из значимых новейших структур является Балхаш-Ертисское сводово-глыбовое поднятие, протяженностью около 600 км. Амплитуда новейших разломов в центральной части достигает 1000 м и более, средняя величина – 500–700 м. Улытауское глыбовое поднятие ограничено на западе и севере разломами, а на востоке переходит в Сарысу-Тенизское поднятие. Это поднятие, вытянутое на 300 км, отличается асимметричностью склонов (крутой западный склон). Максимальная амплитуда достигает 800 м. Тенизская впадина простирается на 200 км. В новейший этап развития она сохранила тенденцию к погружению. Колутонский прогиб является наиболее прогнутой частью Тенизской впадины. Проявление дизъюнктивной тектоники отмечается на юге и востоке впадины. Кокшетауское глыбовое поднятие ограничено разломами и имеет амплитуды поднятий в районе Борового до 500 м. Сарысу-Тенизское поднятие отделяет Тенизскую падину от Сарысуйского прогиба. Этот водораздел имеет амплитуды поднятий до 300–400 м. Северный склон его крутой. Шу-Илейское глыбовое поднятие вытянуто с юго-востока на северо-запад более чем на 300 м и приурочено к Джалаир-Найманской зоне разломов с амплитудами новейших движений до 650 м. Наиболее активный этап обновления проявился на границе неогена и нижнего плейстоцена. Западный склон Айтау (Шу-Илейских гор) крутой, а восточный – пологий.

Наиболее прогнутой частью Казахского щита является Балхашская впадина. В плане она имеет округлую форму. Наибольшие амплитуды погружения приурочены к её южной

части, где преднеогеновая поверхность фиксируется изокатабазами – 100 и 200 м. Прибалхашье опускается на 2 мм/год, а участок р. Иле у железной дороги – на 3,8 мм/год.

Крупные палеозойские зоны разломов испытали обновление в неотектонический этап. Восточная ветвь Джалаир-Найманской зоны – Атасуйский разлом, протяженностью около 250 км, ограничивает Балхаш-Иртышское поднятие с юго-запада. Атасу-Жамшинская зона разломов, протяженностью около 180 км, имеет северо-западное, а в восточной – субширотное простирание. Большую роль в формировании новейшей структуры района играет западная ветвь Джунгарского (Жетысуского) разлома, протяжённостью около 100 км, которая к северу от оз. Балхаш распадается на Жамшинскую зону (западная часть), Западно-Джунгарскую (Жетысускую) и Актасскую (восточная часть). Балхаш-Ертисское поднятие на востоке ограничено Центрально-Казахстанской зоной. В её пределах наиболее отчётливо выражены Сарыкоракский и Коныр-Темиршинский разломы.

Дизъюнкции Центрально-Казахстанской зоны хорошо выражены в рельефе в виде денудированных тектонических останцов высотой 100–200 м, крутизна склонов 30–70°. Восточная ветвь Жетысуского разлома, протяжённостью более 300 км, ограничивает Чингизское глыбовое поднятие с юго-запада. Разрывы этой зоны ориентированы с юго-востока на северо-запад. На востоке это поднятие ограничено Чингиз-Тарбагатайской зоной того же северо-западного простирания, протягивающейся примерно на 500 км.

Горные системы Восточного Казахстана представляют собой горную страну, включающую систему хребтов – глыбовых поднятий, разделённых орогенными впадинами. Эта область отличается повышенной активностью современных движений, о чем свидетельствует высокая сейсмичность. Алтайское сводово-глыбовое поднятие состоит из системы крупных глыб – хребтов (Ивановский, Калбинский, Нарымский, Южный Алтай, Курчумский и др.), между которыми расположены впадины. Изолинии амплитуд деформаций возрастают с юго-востока на северо-запад, где отдельные блоки за новейший этап подняты на 2000–2500 м. Максимальные амплитуды поднятий (4000 м)

отмечены на крайнем северо-востоке. Убинское и Ивановское глыбовые поднятия расположены в северной части. Они представляют ряд блоков с амплитудами: у Ивановского блока – до 2000 м, Убинского – до 1500 м. Калбинское глыбовое поднятие вытянуто широтно на 100 км. В центральной части на высоте до 1500 м отмечаются фрагменты древнего пенеплена. Амплитуды поднятия 1500 м. Нарымское глыбовое поднятие состоит из ряда блоков. Наибольшая амплитуда поднятий 1500 м. Альджанское глыбовое поднятие вытянуто на северо-запад вдоль системы разломов. Амплитуды неодеформаций Сарымсактинского и Южно-Алтайского глыбовых поднятий достигают 2500 м. Амплитуда Курчумского глыбового поднятия составляет 1500 м.

Новейшие тектонические разломы в орогенных областях Алтая отчётливо выражаются в рельефе в виде денудированных тектонических уступов. Высота тектонического уступа вдоль Северо-Чуйских блоков достигает 1500 м.

Для Курайской зоны смещения по разлому – 2500 м. Эпицентры землетрясений приурочены к крупным разломам. Зайсанская внутриорогенная впадина ограничена разломами, которые дислоцируют новейшие отложения. Амплитуды погружения впадины – 1500 м. Она выполнена мощной толщей (до 1200 м) новейших отложений. На водораздельной части Тарбагатай-Саурского сводово-глыбового поднятия сохранились реликты преднеогеновой поверхности выравнивания (от 2500 до 3500 м). Амплитуда положительных неоген-четвертичных движений достигает 3000 м. В ряде мест Тарбагатай отмечают вертикальные смещения по разломам осадков неогена с амплитудой до 10–40 м. Алакольская внутриорогенная впадина выполнена мощной (до 800 м) толщей новейших осадков. Южный борт ее крутой, с амплитудами погружения – 1000 м. К северу от Жетысуского (Джунгарского) разлома ложе впадины плавно переходит к Тарбагатайскому поднятию.

Крупным дизъюнктивным нарушением является Илейская глубинная разломная зона, протягивающаяся вдоль подножия хр. Илейский (Заилийский) Алатау на 170–180 км. Время заложения Илейской впадины – верхний олигоцен. Активное развитие впадины с накоплением мощной (до 3500 м) толщи молассов происходит в новейший этап. Илейское глыбовое

поднятие – это сложная система блоков с амплитудами воздыманий до 3000–4000 м, приуроченных к центральной части хребта. Максимальная амплитуда новейших движений составляет 7400 м (4200 м – поднятие, 3200 м – погружение), интенсивное проявление неотектонических движений наблюдается на границе нижнего и среднего плейстоцена (Джунгарская фаза неотектогенеза).

Узынкаранское (Кетменское) сводово-глыбовое поднятие разбито разломами на сложную систему блоков с амплитудой поднятий до 3000 м. Текесская и Кегенская внутриорогенные впадины имеют амплитуды погружений до 2000 м. Восточно-Шуская внутриорогенная впадина, выполненная мощной толщей молассоподобных осадков неоген-четвертичного возраста, – до 1500 м, Она имеет амплитуду смещения до 6 км, а амплитуды опусканий составляют 1000–1500 м.

Неотектонические движения проявились наиболее активно в Центрально-Каратауском поднятии. От Малого Каратау оно отделяется Каботайской седловиной с амплитудами неодеформаций 500-600 м. Максимальные амплитуды поднятия вдоль Каратауского разлома – более 1500 м.

Боролдайское поднятие, ограниченное сбросами и сбросо-надвигами, имеет амплитуду 800–1200 м. На северо-западе поднятие Малого Каратау отделяется от Центрально-Каратауского поднятия Каботайской седловиной, на юго-западе – Леонтьевской депрессией. Поднятие разбито на горсты и грабены. Наибольшие амплитуды достигают 1100 м. Терс-Кашкаратинский грабен выполнен неоген-четвертичными отложениями мощностью до 150 м, амплитуды вертикального смещения до 700 м. Юго-западная часть свода Каратауской структуры погружается на юго-запад, а северо-восточное крыло по разлому обрывается к Шу-Сарысуской синеклизе. Наиболее отчетливо выражена Аккольская ступень. Амплитуды ее поднятия достигают 300–500 м.

Палеогеография

Допалеозойский этап. Данные о докембрийском этапе очень скудны, однако изучение сильно метаморфизованных докембрийских формаций позволяет видеть в них измененные

осадочные, эффузивные и интрузивные породы. В Республике Казахстан сравнительно мало сохранились архейские и нижнепротерозойские образования. Сильно измененные, превращенные в кристаллические сланцы и гнейсы, древнейшие породы слагают осевые части антиклинорных структур и перекрыты нижнепалеозойскими образованиями. Значительные поля протерозойских пород известны в Мугоджарах, в южной части западного борта Тургайской впадины. В пределах Центрального Казахстана наиболее крупные площади докембрийских пород известны на Кокшетауской возвышенности, хр. Улытау, Карсакпае, хр. Чингизтау, в пределах Атасу-Моинтынского водораздела, в западном Прибалхашье. Древние метаморфические образования слагают осевые части антиклинориев северного Тянь-Шаня. Отложения верхнего протерозоя содержат специфический комплекс образований – мощные толщи кварцитов. Литология этих кварцитов и типы слоистых текстур заставляют видеть в них продукты перемытой коры выветривания. Эти факты указывают, что периоды накопления осадков в бассейнах седиментации в течение докембрия сменялись достаточно длительными периодами воздымания, захватывающего значительные площади.

Палеозойский этап. В палеозое определились основные структурно-тектонические черты геологического строения территории Казахстана. К началу палеозоя на большей его части господствовали морские условия. В целом преобладали погружения земной коры, сопровождающиеся накоплением осадков, размывом образовавшихся поднятий, переотложением масс кластического материала.

Кембрийские отложения наиболее хорошо изучены в Ерментауских горах, Чингизтау, Бетпакдале. Наряду с осадочными породами, в их составе значительную роль играют эффузивные образования и мощные толщи туфов. Кембрийские породы развиты в крайних западных окраинах центральных частей республики. Они протягиваются от долины р. Есиль (Ишим) через Улытауские горы к Каратаускому хребту и Таласскому Алатау и представлены кремнистоглинистыми сланцами и хемогенными образованиями.

В кембрии территория Республики Казахстан на большей

своей части была занята морем. Кокшетауская возвышенность представляла собой крупный остров в нижнепалеозойском море, от которого тянулась цепочка островов, протягиваясь через хр. Улытау и Карсакпай, соединяясь с серией островов, располагавшихся вдоль южной окраины современной территории Казахстана. Возможно, что острова существовали и на востоке Центрального Казахстана, а также в хр. Чингизтау, современных Мугоджарах, в казахстанской части Алтая. К западу от островов располагалась суша, представлявшая собой юго-восточную окраину Русской платформы и занимавшая часть Прикаспийской низменности и Устюрта.

Климатические условия характеризовались некоторой засушливостью и повышенными температурами. На это указывают пестроцветный характер некоторых толщ в хр. Каратау и широкое развитие доломитов.

В ордовике геологический режим не претерпел принципиальных изменений в сравнении с кембрием, море по-прежнему занимало значительные пространства современной территории Казахстана.

Восточные окраины Казахстана представляли собой сложные архипелаги островов, размыв которых приводил к накоплению глинистых и кремнистых осадков. Ордовикские отложения широко развиты в центральных частях Казахстана: Восточно-Кокшетауском синклинории, районах Силеты-Баянаульском, Улытау и Сарысу-Тенгизском. В основном они сложены осадочными и вулканогенными породами. Магматическая деятельность в ордовике была интенсивной и происходила как в первой половине периода, так и в конце его. Интрузивная деятельность проявлялась в формировании ультраосновных и основных пород, связанных с глубинными разломами.

Климат ордовикского времени вначале был сходным с кембрийским, теплым и несколько засушливым. В среднем и позднем ордовике, в связи с развитием трансгрессии, он стал более влажным.

Конец раннего силура ознаменовался проявлением мощного осадкообразования. Эта фаза каледонской эпохи обусловила интенсивное горообразование, формирование новых горных хребтов, увеличение площади суши. Такими горными

структурами являются: северные хребты Тянь-Шаня, западная и северная окраины центральных частей Казахстана. На других участках выявились зоны интенсивного погружения и накопления осадков. К последним относится район современных гор Жетысуского Алатау и Мугоджар. В течение верхнего силура площади, занятые морем, постепенно уменьшаются, и к концу силура морские условия отмечаются уже на небольших участках – западных и южных окраинах Алтая, Северного Прибалхашья, Жетысуском Алатау, на восточных и западных окраинах Центрального Казахстана и на западных склонах Мугоджар.

Возникшие в результате каледонской складчатости горные сооружения давали огромное количество обломочного материала. В верхних горизонтах увеличение доли эффузивного материала свидетельствует о более интенсивных процессах вулканической деятельности. Силурийские отложения (кремнистые и глинистые сланцы, кремнистые песчаники, туфы, спилиты) широко распространены на западе Казахстана, в пределах Мугоджар. В Баянаульских горах и вдоль восточной периферии хр. Чингизтау нижняя часть разреза силурийских отложений представлена прибрежно-морскими пестро-цветными осадками, верхняя – прибрежно-континентальными. Полный разрез силурийских отложений наблюдается в Жетысуско-Балхашском бассейне, где он представлен флишевыми и глубоководными отложениями с базальтами. Широкое развитие коралловых фаций свидетельствует о теплом субтропическом климате силура, а уменьшение площади морей, развитие по их периферии красноцветных образований – о повышении засушливости по сравнению с концом ордовика. Магматические процессы были достаточно интенсивны.

К началу девонского периода море располагалось в северных Мугоджарах, в Жетысуско-Балхашском бассейне, Жарминской и Рудно-Алтайской зонах, где они сочетались с вулканическими островными поднятиями. На остальной площади господствовали континентальные условия.

В середине верхнего девона отмечается новый этап трансгрессии. Береговая линия в это время проходила приблизительно по линии оз. Силеты – хр. Улытау – хр. Каратау. Южной границей распространения эпиконтинентального бассейна, очевидно, был регион северных окраин Тянь-Шаня.

Для раннего-среднего девона характерны мощные проявления наземного вулканизма («Девонский вулканно-плутонический пояс»). Девонский период характеризуется усилением засушливости в связи с геократическими условиями, о чем свидетельствуют континентальные отложения, окрашенные в ярко-красные тона. Наличие кораллов в морских отложениях свидетельствует о теплом субтропическом климате того времени. С середины девона появляются признаки увлажнения климата.

В течение каменноугольного периода интенсивные тектонические движения превратили неустойчивую подвижную область восточных окраин Казахстана в территорию с хорошо выявленной тенденцией к поднятию и денудации. Начало этих интенсивных герцинских движений приурочено к границе между ранним и средним карбоном. В каменноугольное время палеогеографические условия в разных частях рассматриваемой территории были неоднородны. В западном Примугоджарье продолжал существовать геосинклинальный режим, но восточная часть была занята морем. Морские условия господствовали в Тургае. Центральный Казахстан находился в зоне трансгрессии моря, а в области Тянь-Шаня существовал полуплатформенный орогенный режим. Близкий режим существовал и на Алтае.

В Мугоджарах отложения карбона представлены угленосными фациями, которые вверх по разрезу сменяются известняками. В Тургайской впадине карбоновые отложения состоят из известняков, порфиринов, туфов. В каледонской области центральных частей Казахстана нижняя часть карбоновых отложений состоит из пёстроцветных песчаников, переходящих в толщу известняков, песчаников, глинистых пород, местами угленосных. Наиболее благоприятные условия накопления угленосных толщ создались в пограничной зоне погружения между каледонскими структурами западной части Казахского мелкосопочника и областью усиленного развития герцинских структур, расположенной восточнее. В этой зоне возникла мощная толща угленосных отложений Карагандинского угольного бассейна. Центральный Казахстан, особенно его восточная часть, в герцинскую эпоху подвергался резким колебательным тектоническим движениям. Нижнекаменноугольные отложения представлены здесь сложным эффузивно-

осадочным комплексом, образования среднего и позднего карбона состоят из переслаивающихся толщ конгломератов, песчаников, туфов и эффузивов.

Климат карбона отличался значительным разнообразием. Начало раннего карбона характеризовалось повышением засушливости с последующим увлажнением. С этим этапом связан этап наибольшего угленакопления. Со среднего карбона началось постепенное иссушение территории. Интрузивная деятельность карбона была интенсивной.

В перми отмечается резкая дифференциация тектонических движений. Морские условия в пермское время установлены лишь в районах современной Прикаспийской низменности, на западе Мугоджар, на Мангистауском плато. В Прикаспийской низменности пермские отложения представлены соленосными толщами, перекрываемыми сверху пестроокрашенной толщей пермо-триасовых отложений. Пермские отложения в западной части Центрального Казахстана без перерыва ложатся на каменноугольные отложения и представлены толщей пёстроцветных песчаников, алевролитов и пресноводных известняков. В Шуйской и Жезказганской впадинах известны нижнепермские соленосные осадки. В районах Каркаралинских гор, в Прибалхашье и по периферии Илейской впадины разрез пермских отложений сложен континентальными эффузивно-осадочными образованиями.

Климат пермского периода характеризовался ещё более выраженной зональностью. На Мангистауском плато развиты континентальные красноцветные осадки, которые в Прикаспийской впадине сменяются соленосными лагунными образованиями. На западе центральной части Казахстана господствовал климат сухих саванн с озерным соленаккумуляцией. Переходным к гумидному был климат Баянаульских и Каркаралинских гор. В горах Алтая существовал семигумидный климат.

Интрузивная деятельность в перми была достаточно интенсивной, но в каледонской области центральной части Казахстана она проявилась очень слабо.

Мезозойский этап. Триас в истории Земли является одним из периодов, когда суша имела наибольшее распространение, а площадь моря ограничилась лишь узкими полосами

геосинклиналей. Однако запад республики представлял в этом отношении исключение. Сюда в Урало-Эмбинский платформенный регион в нижнем триасе проникало море из Средиземно-морской области. Морские отложения триаса исключительно большой мощности обнажаются в зоне Мангистауского Каратау. Выходы конгломератов, песчаников и глин триасового возраста обнаружены на западе Казахстана (оз. Баскунчак).

На остальных участках существовали континентальные условия. В условиях жаркого климата и значительной выравненности триасовой суши широко развились явления химического выветривания и формировались мощные химические коры выветривания. В конце триаса некоторые участки коры выветривания были перекрыты осадочными образованиями верхнего триаса. Накопление этих осадков происходило во впадинах, возникших в результате тектонических подвижек отрицательного знака. В этих впадинах формировались озёрно-аллювиальные и болотные ландшафты, где шло мощное угленакопление. Вулканическая деятельность в триасе связана, в основном, с первой его половиной, когда в зонах рифтов в Тургайском прогибе, а также в Центральном Казахстане отмечено проявление вулканической деятельности и накопление базальтов.

Климат *триаса* был жарким и засушливым, но на территории Казахстана характеризовался чередованием сухих и дождливых периодов. Конец триаса ознаменовался заметным увеличением влажности и развитием обильной флоры, с чем связано накопление угленосных толщ.

В юрское время континентальный режим господствовал на подавляющей части территории Казахстана, лишь в поздней юре крайние юго-западная и западная ее части подвергались морской трансгрессии. Море, как и в триасе, имело распространение на западе Казахстана в средней и верхней юре. Нижнеюрские отложения в Урало-Эмбинском регионе и Мангистауском плато представлены накоплением озерно-аллювиальными осадками. К средней юре сюда с северо-запада проникло море. В прибрежной зоне создались благоприятные условия для накопления органического материала. На пространствах, прилегающих к Мугоджарам, в Тургайской

впадине, в Центральном Казахстане, на хр. Каратау и Мангистауском плато продолжалось накопление континентальных осадков.

Однако юрское время отличается рядом климатических особенностей. Засушливый, жаркий климат триаса сменялся влажным климатом с богатой субтропической и тропической растительностью. Для юрской коры выветривания свойственны белые тона, т.к. теплый и влажный климат способствовал возникновению выщелоченных и обеленных кремнистых пород, или каолиновых глин. Избыточное увлажнение и богатый растительный покров способствовали мощному проявлению угленакопления. Во многих регионах юрские отложения дислоцированы по западной окраине Казахского мелкосопочника, в Мугоджарах и в Урало-Эмбинском регионе. Вулканические процессы в юрское время были развиты слабо, однако известны три места бесспорного проявления магматизма – Алакольская впадина, хр. Кетмень и верховья р. Убаган.

В течение *мелового времени* морские условия имели относительно устойчивое развитие лишь на юго-западе республики. Море здесь не представляло постоянного бассейна и не раз покидало территорию западных окраин. Наиболее широкое распространение море получает в верхнем мелу, когда вся западная часть Казахстана до западной окраины Казахского мелкосопочника покрылась водами моря в период верхнемеловой трансгрессии. Этот морской бассейн через Тургайскую впадину соединялся с меловым бассейном Западно-Сибирской синеклизы.

В Прикаспийской низменности нижнемеловые отложения являются преимущественно морскими, а верхнемеловые – исключительно морскими. Характерными отложениями верхнего мела является пясчий мел. Сходный разрез имеют меловые отложения западного Примугоджарья. В восточном Примугоджарье отложения раннемелового времени представлены континентальными, иногда бокситоносными фациями.

Меловые осадки отлагались на северной окраине Казахского мелкосопочника в Павлодарском Приерптпье, где сохранились наиболее полные разрезы отложений мела. В пределах Казахского мелкосопочника и на востоке Тянь-Шаня

осадки мелового возраста представлены континентальными формациями. На востоке нижнемеловые отложения не выделены. Верхнемеловые осадки представлены континентальными красноцветными и пестроцветными глинами, а также песками и конгломератами. В западном Тянь-Шане, в хр. Каратау, к раннему мелу относятся пестроцветные глины. Большое практическое значение имеет толща осадочных бокситоносных пород, распространенная на северо-западной, западной и северо-восточной окраинах Тенгизской впадины, вблизи Амангельдинской группы бокситовых месторождений.

Климат мелового периода в целом был сухой, аридный, но с чередованием сухих и влажных периодов. Об этом говорит широкое распространение субстрата красного цвета и процессов бокситообразования. О достаточном увлажнении и развитии речных систем свидетельствует широкое распространение речных осадков, более тонкозернистых на западе и более грубозернистых на юго-востоке, где был достаточно выражен горный рельеф.

Магматическая деятельность мелового возраста в Казахстане неизвестна.

Кайнозойский этап. В палеогеновом периоде последним этапом широкого распространения моря было раннеолигоценое время. В это время суша была лишь на Предуральской возвышенности, в Мугоджарах, Казахском мелкосопочнике и в пределах современных гор восточной и южной части страны. Это были в основном не горы, а низкогорья и мелкосопочные возвышенности с обширными поверхностями выравнивания, покрытыми кремнево-каолиновой корой выветривания. Однако на некоторых участках западной и северной части Урало-Эмбинского региона пребывание моря было кратковременным. Незначительной мощности осадки на этих участках были смыты вскоре после отступления моря. Южнее бассейна р. Эмбы палеогеновые отложения занимают значительные участки. Они широко развиты на Устюрте, известны и по периферии хр. Мангистауский Каратау, но в осевой части отсутствуют. Таким образом, хребет Каратау представлял в это время узкий, ориентированный в северо-западном направлении, остров. Достаточно хорошо развиты палеогеновые отложения в Тургае,

Приаралье и в Каратау, где они заходят на восточный борт тогда еще не выраженного хребта.

Палеогеновое море занимало территории вдоль северной окраины Казахстана. Из Приаралья палеогеновое море распространялось к северу, омывая на западе Мугоджары, на востоке – Казахский мелкосопочник и образуя пролив шириной около 400 км. Состав морских палеогеновых отложений очень пестрый. На западе накапливались пески с глауконитом, для северных регионов характерны кремнистые осадки, на юге преобладают карбонатные осадки и глины.

Уже в раннепалеогеновую эпоху резко сказывались зональные различия ландшафтов. На юге климат был тропический, сухой, здесь произрастали вечнозеленые мелколиственные растения. В центральных частях были распространены широколиственные леса субтропического мезофильного типа. На западе Казахстана в это время господствовала растительность Полтавского типа. К ней относятся остатки вечнозеленых дубов, лавров, пальм, эвкалиптов, секвой. Северовосточнее и восточнее Полтавской провинции располагалась Тургайская провинция. Ее растительность состояла из листопадных лесов с буками, грабами, ильмом. К концу палеогена виды полтавской и тургайской флоры стали смешиваться. С серединой олигоцена связано начало неотектонического этапа с преобладанием движений положительного знака для большей части территории Казахстана. Моря стали отступать, и климат всей территории становился все более сухим.

В неогеновом периоде произошла трансгрессия Сарматского моря, современными остатками которого являются Черное и Каспийское моря. Восточный берег Сарматского моря протягивался от южных окраин Мугоджар на юг через современное Аральское море к низовьям Теджента. Обширные низменности, образовавшиеся на месте обсохшего дна ушедшего палеогенового моря, превратились к этому времени в сушу и частично были покрыты молодыми речными, болотными и озерными отложениями. На более высоких участках шло накопление преимущественно глинистых осадков, окрашенных в бурый цвет и красные тона, обогащенных карбонатами магния, кальция, гипса и других солей. Источником происхождения подобных образований явилась кора выветривания мезозоя.

У подножия начавшихся подниматься горных хребтов Средней Азии и Алтая в неогене происходит накопление грубообломочных толщ, выносимых горными реками. Накапливались толщи конгломератов.

В неогене, в связи с отсутствием Сарматского моря, началось обновление размывающей деятельности рек, и к концу периода была оформлена современная гидрографическая сеть. Характер флоры и фауны, образование краснозёмных почв в миоцене указывают, что на основных равнинных пространствах эта эпоха характеризовалась субтропическим, почти безморозным климатом с коротким влажным и длительным сухим сезонами. Предполагается, что водораздельные участки Центрально-Казахстанского мелкосопочника, являющиеся сейчас границами различных зон, и тогда служили резким рубежом – к северу от них располагалась саванна с лесами на водоразделах и горах, а южнее – субтропические пустыни, о чем свидетельствуют гипсово-ангидритовые толщи в районе юго-восточного Устюрта.

Ранне- и среднеплиоценовое время характеризовалось максимальным развитием суши. Каспийское море в это время существовало в виде двух, временами изолированных бассейнов. Море, занимавшее Южно-Каспийскую впадину, питалось водами палео-Амударьи, а море Средне-Каспийской впадины питалось водами палео-Волги. Горы Тянь-Шаня испытывали в плиоцене наиболее интенсивное поднятие, но климат их был настолько сух, что реки, стекая в изолированные замкнутые впадины, были не в силах заполнить и прорвать их. В ряде впадин в отдельные этапы неогена даже образовались залежи соли. Плиоцен был эпохой сухого и субтропического пустынного климата, господствовавшего примерно в пределах тех же территорий, что и климат пустынь в современную эпоху. Севернее берегов Каспия, Тургая и оз. Балхаш располагались субтропические саванно-степные пространства. Только в пределах Западно-Сибирской равнины начиналась зона степей умеренного пояса.

Поднятие Тянь-Шаня было по отдельным блокам, что обусловило ступенчатое строение гор. Верхние ступени этого сооружения теперь представляют собой выровненные сухие

поверхности – сырты с ксерофильной растительностью. Алтай всегда был более увлажненным. Поэтому там нет ксерофильной растительности и сохранились элементы Тургайской флоры.

Позднеплиоценовое, акчагыльское и апшеронское время характеризовалось значительным изменением природных условий. Зона субтропических саванн сместилась на самый юг Казахстана. Климат стал значительно более сухим и прохладным. В акчагыльское время в наиболее высоких районах Памира и Тянь-Шаня произошло первое оледенение. Каспийское море расширило свои пределы до отметок 120 м. Затем уровень моря резко понизился, а в конце верхнего плиоцена, в Апшероне, вновь поднялся до 50 м, что привело к трансгрессии. Наличие двух ярусов крупновалунных дочетвертичных отложений на подгорных равнинах свидетельствует о том, что в Апшероне, как и в акчагыльское время, участки гор Тянь-Шаня и Памира вновь подверглись оледенению. После этого субтропические условия на равнинах Казахстана навсегда исчезли и начался этап умеренного климата. В начале позднего плиоцена происходила аридизация климата выровненных пространств центральной части Казахстана, где взамен обширных редколесий и полусаванн возникли значительные площади степей и пустынь. Окончание плиоцена ознаменовалось похолоданием и продвижением с северо-востока таёжных лесов из ели, пихты и сосны.

Четвертичные отложения и палеогеография неоплейстоцена и голоцена

Четвертичная система (период) – последний период геологической истории Земли, продолжающийся поныне. Подразделяется на неоплейстоцен и голоцен. Продолжительность четвертичного периода определяется в 1,8 млн лет. В течение четвертичного периода поверхность земли, растительный и животный мир приняли современный облик. От более древних периодов он отличается рядом особенностей: преобладанием континентальных отложений, неоднократными и резкими колебаниями климата, слабыми эволюционными изменениями органического мира. Характерно развитие

крупных материковых оледенений, особенно значительных в Северном полушарии. В четвертичном периоде происходили мощные тектонические движения земной коры, особенно сильно проявившиеся в поясе альпийской складчатости Евразии по периферии Тихого океана и в горных системах Центральной Азии.

Главная особенность четвертичного периода – появление и развитие человека и его материальной культуры. Большая практическая значимость изучения четвертичных отложений определяется тем, что на них сосредоточена почти вся хозяйственная деятельность человека. Четвертичные отложения почти повсеместно являются материнской породой для почвенного покрова, от их свойств зависит плодородие почв, характер растительного покрова. Неоплейстоценовые отложения являются коллекторами грунтовых вод, химическим сырьем (сапропели, соли), строительным материалом (глина, песок, гравий и т.д.) и т.д. Особую категорию месторождений представляют россыпи полезных ископаемых – алмазы, платина и др.

Для рационального использования четвертичных отложений необходимо знать не только сами отложения, но и их генезис, условия распространения, геологический возраст, парагенетические связи с другими отложениями и т.д. Преимущественно континентальный генезис отложений предопределяет большую значимость учений о генетических типах отложений (ледниковые, делювиальные, аллювиальные, пролювиальные, озерные, эоловые и др.). Именно поэтому отложения подвергаются разностороннему изучению, дающему информацию о составе и свойствах, условиях залегания, относительном и абсолютном возрасте, содержащихся в них флористических и фаунистических остатках и т.д. Существуют специальные методики (стратиграфическая, палеогеографическая, палеонтологическая, антропологическая, археологическая, геоморфологическая, криолитологическая и др.). Все большее распространение получает детальное изучение опорных разрезов и районов, которое сопровождается комплексным изучением отложений.

Четвертичные отложения. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Казахстана, предложенная *Б.Ж. Аубекеровым* (1992–2004 гг.), построена на климатостратиграфическом

принципе, базируется на выделении рубежей-событий, прослеживаемых на всей или значительной территории Казахстана. Региональные горизонты и рубежи-события обосновываются материалами палеонтологических, археологических, литологических, палеогеографических, палеомагнитных и радиокарбонных данных.

Казахстан делится на регионы, имеющие свои структурно-геоморфологические особенности, осадконакопление в которых различается по скорости и литофациальным особенностям, набору генетических типов и составу ископаемой органики.

Наиболее полные разрезы характерны для крупных впадин вокруг Казахского щита – Тургайского прогиба, Шу-Сарыуской и Балхаш-Алакольской впадин, южной части Западно-Сибирской низменности. Повышенными мощностями характеризуются предгорные и межгорные впадины Тянь-Шань-Алтайского региона.

Эоплейстоцен. В эоплейстоцене, соответствующему по объёму морскому апшерону Прикаспия, выделяется хоргосская свита, сложенная крупнообломочным материалом различного генезиса – от гляциального в высокогорье до аллювиально-пролювиального во впадинах.

В Есиль-Ертисском регионе в эоплейстоцене накапливались глинистые отложения а в Мугоджарско-Сарыаркинском – буроватые и красноватые глины.

Нижний неоплейстоцен. Стратиграфия нижнего неоплейстоцена лучше изучена в Тянь-Шань-Алтайском регионе. Здесь имеются отложения котурбулакской свиты: верхнеобийские конгломераты, брекчии и галечники с глинисто-карбонатным цементом. Галечно-валунные отложения нижней толщи котурбулакской свиты представлены в горах и предгорьях Северного Тянь-Шаня (гляциальные, флювиогляциальные, аллювиальные и др. генетические типы).

Средний неоплейстоцен представлен глыбово-галечниковым материалом с суглинистым заполнителем мощностью более 100 м. К среднему неоплейстоцену относятся аллювий 3-й, 4-й и 5-й надпойменных террас рек, лёссовидные суглинки, пески и галечники.

Первому средненеоплейстоценовому оледенению отвечает

сарбайский горизонт, который сложен мелкозернистым песком с линзами крупнозернистого.

В Мугоджаро-Сарыаркинском регионе среднееоплейстоценовые отложения сложены разнозернистыми песками, в разрезах встречаются псевдоморфозы по повторножильным льдам.

В верхнем неоплейстоцене формирование отложений связано с периодами оледенения и межледниковий. В Тянь-Шань-Алтайском регионе они включают гляциальные и флювиогляциальные отложения – в горах, пролювиальные отложения предгорий с лёссами и аллювий низких террас.

Для Туранского региона к верхнему неоплейстоцену относят аллювий крупных рек.

В Есиль-Ертисском регионе отложения верхнего неоплейстоцена слагают вторую и третью надпойменные террасы.

Голоцен. Голоценовые отложения имеют небольшие мощности и слагают поймы рек, низкие надпляжные террасы и пляжи озер, содержат осадки современной фауны млекопитающих, моллюсков, остракод.

Палеогеография

Эоплейстоцен. Дислокации хоргосской неотектонической фазы обусловили поднятие хребтов Северного Тянь-Шаня и Алтая и осевой части Балхаш-Иртышского водораздела. С этим временем связано первое похолодание и оледенение в горах. На предгорных участках формировалась крупнообломочная толща эоплейстоцена.

В Тургайском прогибе, Западно-Сибирской низменности, Балхаш-Алакольской и других впадинах накапливались суглинисто-дресвяно-щебнистые отложения. Каменистые пустыни Сарыарки и глинистые пустыни Мангистау и Устюрта были областями выноса мелкозема.

Климатические условия эоплейстоцена вначале были сходными с позднеплиоценовыми и только в середине его устанавливается холодный обширный апшеронский бассейн, и на его высохшем дне и береговой зоне формируются пустыни. В эоплейстоцене заканчивается развитие неогеновых видов животных, и появляются первые гоминиды.

Нижний неоплейстоцен. Нижний неоплейстоцен характеризовался дальнейшим интенсивным поднятием гор койбынской тектонической фазы. Глыбово-складчатое поднятие вызвало рост ледников, сначала полупокровного, а затем горно-долинного типа. Пролувиальные отложения получили широкое распространение в предгорьях и Сарыарке, где ими сложены конусы выноса высокого уровня. На равнинах и крупных впадинах накапливаются аллювиальные и озерные отложения.

В раннем неоплейстоцене началась эпоха лёссонакопления. Мощные толщи лёссов накопились в аридных условиях. Они содержат от 2 до 5 ископаемых почвенных горизонтов. Климатические изменения в это время были значительными, но климат был более мягким. Следы древних гоминид сохранились в районе Мангышлака и Каратау.

Средний неоплейстоцен, т.е. время около 300–150 тыс лет назад, начинается с бакинской фазы тектогенеза. В горах она обусловила формирование современной гидросети. Перестройка гидросети произошла также на Сарысу-Тенгизском междуречье.

На равнинах накапливались аллювиальные отложения 2-й и 3-й надпойменных террас, а в пустынных районах – лёссовые и эоловые отложения. В эпохи оледенений климат становился более континентальным и холодным, вплоть до того, что многолетняя мерзлота охватывала и северные и центральные районы Казахского мелкосопочника, формируется криолитозона.

В предгорной зоне накапливалась валунно-галечниковая толща с покрывкой лёссов второй генерации. Во впадинах накапливались озерные, эоловые, хемогенные отложения, а на междуречьях – аллювиально-делювиальные. Со средним неоплейстоценом связано распространение животных хазарского и позднепалеолического фаунистических комплексов.

Средний неоплейстоцен был временем активного заселения территории Казахстана гоминидами, носителями ашельской культуры в Прикаспии, Каратау, Сарыарке. Мугоджарах и горном регионе.

В позднем неоплейстоцене, т.е. от 150 тыс лет до 12 тыс лет назад, неотектонические движения джунгарской фазы привели к дальнейшему росту высоты в горном регионе и в районах Сарыарки (Центральный Казахстан).

В горах происходило накопление гляциального комплекса, а в предгорьях – конусов выноса низкого уровня. На равнинах продолжал накапливаться аллювий 1-й и 2-й надпойменных террас. В позднем неоплейстоцене озера Балхаш и Алаколь приобрели очертания, близкие к современным, а во второй его половине появляется Аральское море. В позднем неоплейстоцене в районах Мангистау, Приаралья, Мугоджар, Сарыарки и горном регионе продолжалась эволюция культур каменного века: ашельский этап сменяется мустьерским и позднепалеолитическим.

В *голоцене*, охватывающем последние 10–12 тыс лет, после холодного и сухого послеледниковья наиболее оптимальными были климатические условия в среднем голоцене (атлантик). Для Казахстана он характеризовался большей влагообеспеченностью, расширением зоны лесов в Сарыарке и горных регионах, а в пустынях – увеличением площади тугаев.

В это время шло накопление аллювия пойм, озёрных, пролювиальных, эоловых, хемогенных отложений. С климатическим оптимумом голоцена связано увеличение ледников.

Многолетняя мерзлота и современные криогенные процессы*

Обширные пространства Казахстана испытывают на себе ощутимое влияние процессов промерзания почв и горных пород.

Они создают криогенные формы рельефа и разновидности мёрзлых горных пород. Различают многолетнее, сезонное и кратковременное промерзание земной поверхности. Первое приводит к образованию вечной мерзлоты. Она может существовать непрерывно в течение очень продолжительного времени: от нескольких лет до многих тысячелетий (многолетняя криолитозона).

Криогенные процессы на равнинах. Большая часть Казахстана подвержена сезонному промерзанию. Это низменности, возвышенные равнины, плато и низкогорные

* Этот раздел написан А.П. Горбуновым.

массивы. На севере республики сезонное промерзание проникает обычно на глубину 2–3 м (на песчаных массивах – до 4 м). В межсочных понижениях Сарыарки в иные годы могут быть встречены и перелетки. На юге глубина промерзания составляет менее 0,5 м.

Процессы сезонного промерзания ведут к образованию различных криогенных микроформ рельефа. В северных районах во время сильных морозов на поверхности незаснеженной почвы возникают морозобойные трещины. Их длина обычно измеряется несколькими метрами, иногда они протягиваются и более. Ширина трещин порядка 1–2 см, глубина – около метра. На большей части Казахстана, за исключением юго-западных территорий, на саях (заболоченных луговинах) сезонное промерзание определяет морозное пучение и формирование туфуров. Классические туфуры и туфуровые поля очень характерны для межсочных котловин Сарыарки, а на юге – для окрестностей с. Шелек Алматинской области.

Криогенные процессы и явления в горах. Несравненно более сложная картина криогенного разнообразия в высоких горах Казахстана. Главное отличие их от равнинных пространств – присутствие вечной (многолетней) мерзлоты. Она распространена в Казахском Алтае, Тарбагатае, Сауре, Жетысуском (Джунгарском) Алатау, в Северном и Западном Тянь-Шане.

Многолетнее промерзание горных склонов и гребней, вершин, горных долин и впадин. При средних годовых температурах воздуха ниже 0 °С возникают благоприятные условия для многолетнего промерзания горных пород. В зависимости от географического положения гор, уровень нулевых средних годовых температур находится на разных абсолютных высотах. В Казахском Алтае, например, он приурочен к высотам порядка 1500 м, Заилийском Алатау – 2650–2700 м. На условия сохранения вечной мерзлоты влияет экспозиция и крутизна склона. Более благоприятны для многолетнего промерзания нижние части осыпных склонов, куда «стекает» холодный воздух.

В высоких горах Казахстана принято различать два геокриологических пояса: вечной и сезонной мерзлоты.

В местах распространения *вечной мерзлоты* происходит ежегодное оттаивание земной поверхности в тёплое время года. Глубина оттаивания варьирует в широких пределах – от нескольких сантиметров до нескольких метров. В холодное время года этот оттаявший слой промерзает, и сезонная мерзлота смыкается с вечной. Упомянутый слой принято именовать сезонноталым, деятельным или активным. В наших горах его мощность в пределах островного распространения вечной мерзлоты порядка 3-4 м, выше она уменьшается до 1,5-2 м, а в местах распространения сплошной вечной мерзлоты она менее одного метра. На больших абсолютных высотах (выше 4-4,5 км) этот слой в тёплое время года оттаивает только днём, а ночью полностью промерзает, смыкаясь с вечной мерзлотой.

Температура криолитозоны определяет её мощность. В пределах островной вечной мерзлоты она обычно менее 20 м, а на высочайших вершинах Казахстана она составляет многие сотни метров.

Вечномерзлые породы содержат включения подземного льда различного генезиса. Часть льдов сформировалась при многолетнем промерзании субстрата, часть образовалась за счет погребения наземных льдов – ледников, наледей и снежников. Условия вечной мерзлоты определяют длительную сохранность погребенных льдов. Самые крупные массивы льдов представлены погребенными блоками глетчеров. Объём некоторых из них оценивается во многие тысячи кубических метров. Общий объём подземных льдов в высоких горах Казахстана оценивается кубическими километрами.

С вечной мерзлотой, сезонным и кратковременным промерзанием и оттаиванием связаны процессы криогенного рельефообразования. Самыми крупными криогенными формами рельефа в горах являются глетчеры. *Каменный глетчер* – крупное скопление грубообломочного материала, содержащее лёд. По своему внешнему виду он напоминает горный ледник, лавовый поток или оползень и, в отличие от морены, способен медленно двигаться по долине или горному склону. Скорость такого движения обычно измеряется десятками сантиметров или первыми метрами за год. Каменные глетчеры могут достигать в

длину нескольких километров, в ширину – сотни метров, в толщину – обычно 20–30 м. Их генезис различен – одни образуются из осыпей, которые в условиях многолетнего промерзания насыщаются льдом, другие – за счёт погребения небольших ледников или их частей. Они могут быть засыпаны обвалами или погребены под ледниковыми отложениями. Такие каменные глетчеры именуется ледниковыми или приледниковыми.

Следующим заметным криогенным образованием в наших горах являются солифлюкционные формы рельефа. *Солифлюкция*, в переводе с французского, означает «течение почвы». В условиях вечной мерзлоты, а иногда и при глубоком сезонном промерзании и медленном протаивании, происходит заметное движение склоновых отложений. Такое движение приводит к образованию террас, уступов, своеобразных наплывов на задернованных горных склонах – солифлюкционных форм рельефа. Специфической разновидностью солифлюкции являются «бороздящие» валуны или глыбы. При движении перед ними возникает напорный валик, а за ним – выпаханная ложбинка.

К формам морозного пучения относятся *туфурь*, которые, как правило, распространены в среднегорье и высокогорье. В Тянь-Шане они обычны в диапазонах абсолютных высот 2000–3000 м. Кроме того, формами морозного пучения, характерными только для гор с вечной мерзлотой, являются *гидролакколиты* и *торфяные бугры (пальсы)*. Первые бывают сезонные и многолетние (пинго, булгуняхи). Они достигают в высоту 1–1,5 м, а в поперечнике – до 2–3 м. Бугры образуются за счёт внедрения напорных вод в промерзающий грунт с последующим превращением их в ледяное ядро. Пальсы возникают за счёт многолетнего промерзания торфяников. Они большей частью крупнее гидролакколитов, достигая в поперечнике нескольких метров.

Среди других криогенных образований следует отметить: *курумы* – каменные «потоки» или полосы, состоящие из крупных обломков горных пород. Они образуются за счёт интенсивного морозного выветривания. Замерзание воды в пустотах курума с последующим таянием льда – основной механизм его медленного движения: сантиметры или

миллиметры в год. *Нагорные террасы* – площадки на горных склонах, вырезанные процессами морозного выветривания в скальных породах. Наледи развиваются зимой при излиянии подземных или речных вод с последующим замерзанием. Крушные и даже гигантские наледи развиваются на дне высокогорных речных долин, часто непосредственно у концов ледников, в условиях многолетнего промерзания. Их площадь нередко измеряется миллионами квадратных метров, а толщина 2–3 м и более.

Термокарстовые просадки формируются за счет многолетнего протаивания льдистой вечной мерзлоты или вытаявания глетчерных льдов. Их поперечник варьирует от нескольких до многих десятков метров. Глубина обычно несколько метров. Процесс их формирования протекает в течение длительного времени – десятки и даже сотни лет.

Структурные гряды. По своей конфигурации они чаще полигональные или полосчатые. Поперечник или их ширина варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров у первых, до нескольких десятков сантиметров – у вторых. Они приурочены в основном к оголенным участкам почвы, которые весьма типичны для высокогорий. Миниатюрные формы таких же конфигураций формируются при ночном промерзании и дневном оттаивании субстрата.

География вечной мерзлоты и криогенных форм рельефа Казахстана. Вечная мерзлота в Казахском Алтае распространена, в основном, выше 1500 м. В диапазоне абсолютных высот 1500–2100 м она имеет островной характер, между 2100 м и 2700 м – прерывистый, а выше 2700 м криолитозона отличается сплошным распространением. Самым удивительным фактором является наличие здесь так называемой подкурганной вечной мерзлоты, которая была обнаружена в долине Бухтармы в 1865 г. академиком *В.В. Радловым*. Она детально исследована несколько лет тому назад казахстанскими учёными (*А.П. Горбунов* и др., 2000 г.). Формирование такой рукотворной вечной мерзлоты в древних могильниках определяет длительную сохранность органических материалов. Например, в курганах Береля в нетленном состоянии обнаружены трупы лошадей, пролежавшие здесь почти 2,5 тыс лет.

В западной части Казахстанского Алтая наиболее характерными криогенными формами рельефа являются *курумы*, которые распространены выше 1400 м. По предварительным оценкам, вечная мерзлота в Казахском Алтае распространена на площади около 12300 км³.

Вечная мерзлота Тарбагатая распространена выше 2000 м, и преобладает островной тип ее развития. Мощность криолитозоны порядка нескольких метров. Общая площадь, на которой встречаются массивы вечной мерзлоты, здесь оценивается ориентировочно в 550 км².

Саур. Островная вечная мерзлота распространена в пределах 2200–2500 м, прерывистая в интервале высот 2500–2800 м, сплошная – выше 2800 м. Общая площадь распространения криолитозоны оценивается в 795 км. По ориентировочным подсчетам, в вечномерзлых породах Саура содержится порядка 0,13 км³ подземного льда. Криогенный рельеф и другие явления Саура определяются многообразием солифлюкционных террас и наледей. Первые распространены главным образом в интервале абсолютных высот 2200–3000 м. Солифлюкционные террасы протягиваются до 0,6 км по простиранию склона. При увеличении крутизны, солифлюкционные террасы преобразуются в систему параллельных гряд и междурядовых ложбин. Другими криогенными образованиями здесь являются наледи речных долин. Они сосредоточены в диапазоне высот 2100–3200 м. Суммарная площадь всех наледей речных долин в Сауре оценивается примерно в 1 км². Здесь же отмечены «бороздящие» валуны и глыбы.

В Жетысуском (Джунгарском) Алатау вечная мерзлота начинается с высоты 2500 м и занимает площадь около 10000 км кв. В диапазоне изогипс 2500–3000 м она представлена островной криолитозонной, выше (до 3300 м) – прерывистой, а с 3300 м – сплошной.

Северный Тянь-Шань. Многолетнему промерзанию подвержены Илейский, Кунгей и Терской Алатау, Узункара (Кетмень), Сарыжазский, Меридиональный хребты, Тангритаг и Кыргызский хребет. Островная криолитозона распространена в интервале абсолютных высот 2700–3200 м, прерывистая – 3200–3500 м, сплошная – выше 3500 м. Вечная мерзлота здесь распространена на площади около 7850 км².

Западный Тянь-Шань. В Таласском Алатау, Угамском и Майдантальском хребтах, островная криолитозона приурочена, в основном, к абсолютным высотам 3000–3600 м, прерывистая – 3600–3800 м, сплошная – выше 3800–3900 м. Площадь распространения вечной мерзлоты рассматриваемого района в пределах Казахстана оценивается в 700 км². Здесь встречаются небольшие каменные глетчеры, солифлюкционные терраски, туфуры и структурные грунты.

Таким образом, вечная (многолетняя) мерзлота в высоких горах Казахстана распространена на площади 32000 км².

Ископаемые криогенные явления на равнинах. Феноменом для аридной области Казахстана является древняя многолетняя мерзлота, которая в течение плейстоцена появлялась здесь неоднократно. Она свидетельствует об экстремальных суровых климатических условиях для значительной части республики и узнается по криогенным структурам, сохранившимся в разрезах четвертичных отложений. Первая реконструкция палеокриогенных условий Казахстана была дана *Б.А. Федоровичем* (1962 г.), который обозначил южную границу криогенной зоны по 51°с.ш. Значительно южнее границу многолетней мерзлоты показал *А.А. Величко* (1973 г.) – севернее 50°с.ш., а островной – по 47°с.ш.

Имеющиеся материалы позволяют считать, что в Центральном Казахстане устанавливается два криогенных горизонта – средне-нео-плейстоценовый и поздне-неоплейстоценовый. Наиболее древний криогенный горизонт расположен на надпойменной террасе р. Ирғиз. Здесь, в урочище Самратколь, он имеет протяженность более 150 м.

На одной широте с Самраткольским, был встречен криогенный горизонт на восточной стороне Мугоджар (2-я надпойменная терраса р. Эмбы). Присутствие криогенных образований вокруг Мугоджар позволяет допускать, что в это же время распространение многолетней мерзлоты вполне могло быть и в пределах Мугоджарских гор.

Граница верхнеплейстоценовой и среднеплейстоценовой криолитозон может быть проведена приблизительно по южной оконечности Мугоджарских гор, через г. Улытау, Западное Прибалхашье и горы Каратау.

Полезные ископаемые*

В Казахстане выявлено более 200 месторождений нефти и газа, 300 – каменного и бурого угля, 20 горючих сланцев, несколько сотен рудных месторождений. По запасам нефти и газа Казахстан занимает 2-е место в СНГ после России. Наша страна занимает 1-е место в мире по разведанным запасам цинка, вольфрама, барита, свинца и серебра.

На территории страны развиты горные породы практически всех геологических возрастов, начиная от архея до современных. По условиям образования это интрузивные, осадочные, вулканогенные и хемогенные образования. В геологическом развитии региона эти породы слагают различные геотектонические структуры, которые различаются по характеру и интенсивности проявления корообразования. Такими структурами на территории Казахстана являются: Восточно-Европейская платформа с Прикаспийской низменностью, Кокшетау-Тянь-Шаньская система каледонского и герцинского периодов, Чингиз-Тарбагатайская, Джунгаро-Балхашская, Зайсанская, Мугоджарская, Мангистауская складчатые системы, сформированные герцинским орогенным этапом, эпигерцинская Евроазиатская система, включающая Казахский щит, Мугоджарское поднятие, Казахстанскую часть Западно-Сибирской плиты и северную часть Тургайского прогиба, Туранскую плиту с южной частью Тургайского прогиба и альпийский эпиплатформенный орогенный пояс.

Во всех этих структурах разведаны и эксплуатируются многочисленные месторождения различных видов полезных ископаемых.

Концентрация определённых видов полезных ископаемых слагают рудные тела, которые объединяются в месторождения. Группа месторождений, объединённых общностью происхождения и единством геологической структуры представляет собой рудное поле.

Все месторождения полезных ископаемых по условиям

*Раздел написан при участии В.Я. Кошкина, А.А. Илмуменко, Б.С. Цирельсона, Г.И. Шегая.

образования подразделяются на три серии: *экзогенные, эндогенные и метаморфогенные.*

Экзогенные месторождения образуются в коре выветривания различных горных пород. К осадочным относятся месторождения полезных ископаемых, образованных на дне водоёмов (рек, болот, озёр, морей и океанов). Это крупные по запасам месторождения строительных материалов (гравий, песок, глины, известняки и др.), ископаемых солей, фосфоритов, железных, марганцевых и алюминиевых руд, а также некоторых цветных и редких металлов, горючих ископаемых (уголь, нефть и горючий газ).

Особую группу среди осадочных месторождений составляют рассыпные. Среди них различают элювиальные (на месте разрушения пород), делювиальные (перенесенные и образованные на склонах), пролювиальные (у подножия склонов), аллювиальные (перенесенные речными или морскими водами и образованные в пределах речных долин, прибрежных зонах морей, озёр и океанов). Кроме того, они могут образовываться в результате ледниковой и ветровой деятельности (соответственно гляциальные и эоловые). В них накапливаются полезные ископаемые, обладающие большой плотностью, химически устойчивые к процессам выветривания и физически прочные. Это золото, платина, вольфрамит, корунд, гранат, топаз, алмаз и др. Наиболее ценными являются месторождения благородных металлов и драгоценных камней.

Эндогенные месторождения образуются в процессе воздействия глубинной энергии Земли. По составу глубинные расплавы (магма) подразделяются на ультраосновные, основные и кислые.

В связи с тем, что *расплавы ультраосновного и основного* составов практически обеднены жидкой и газообразной фазами, при остывании (дифференциации) металлические компоненты накапливаются внутри раскристаллизованных пород. Так образуются собственно магматические (сегрегационные) месторождения хромитов, платиноидов, железо-титановых и медно-никелевых руд, алмазов, корунда и редких земель.

Кислые расплавы (гранитная магма) при медленной кристаллизации на значительных глубинах образуют

остаточный силикатный расплав, который кристаллизуется – пегматиты. С последними связаны месторождения полевого шпата, кварца, слюды, драгоценных и поделочных камней (изумрудов, сапфиров, берилла, топаза и др.), редких металлов (лития, тантала, ниобия и др.).

На контакте гранитных и реже основных магм с вмещающими породами образуются контактово-метасоматические (скарновые) месторождения. С ними связаны месторождения железа, вольфрама, висмута, мышьяка, корунда (рубина, сапфира), графита и других полезных ископаемых.

Большую группу составляют месторождения, образованные за счёт действия горячих растворов магматического происхождения. Минеральный состав этих месторождений довольно разнообразен: золото, пирит, халькопирит, галенит, кальцит, магнезит, барит и др.

Среди месторождений этого класса отмечаются уникальные по запасам золота, серебра, меди, свинца, цинка, хризотил-асбеста и др.

Низкотемпературные гидротермальные месторождения образуются на незначительных глубинах и при слабом давлении. К этому классу относятся месторождения самородного золота и серебра.

На территории Казахстана по условиям образования практически известны месторождения полезных ископаемых всех генетических типов, которые по существующей классификации объединены в следующие группы:

1. Группа месторождений чёрных металлов: железо, марганец и хром.

2. Группа месторождений редких металлов: ванадий, никель, кобальт, вольфрам, молибден, олово, висмут, сурьма, мышьяк, ртуть.

3. Группа месторождений цветных металлов: медь, свинец, цинк, алюминий, магний.

4. Группа месторождений благородных металлов: золото, серебро, платиноиды.

5. Группа месторождений радиоактивных металлов: радий, торий, уран.

6. Группа месторождений редкоземельных элементов: ниобий, тантал, цирконий, гафний, церий и др.

7. Группа месторождений нерудного (неметаллического) сырья: горно-химическое, горно-техническое, промышленные минералы, строительные материалы, драгоценные и полудрагоценные камни и др.

8. Группа месторождений углеводородного (каустобиолиты) сырья: нефть, горючие газы, битумы.

9. Группа месторождений углей: бурые, каменные угли, антрацит, торф, горючие сланцы.

10. Группа техногенных месторождений.

Месторождения чёрных металлов

Месторождения железа. Железо является одним из самых распространённых элементов не только земного шара, но и космоса. Содержание его в земной коре составляет 4,2 %. В валовом составе земной коры оно занимает четвёртое место после кислорода, кремния и алюминия.

Промышленно ценными являются железные руды с содержанием железа более 52 %. По запасам разведанных железных руд Казахстан занимает 2 место после КНР среди азиатских стран. Общие запасы железных руд в Казахстане составляют 17,1 млрд. т. Месторождения железных руд на территории Казахстана объединены в следующие промышленно-генетические типы.

Метасоматические месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных породах располагаются в пределах Северо-Казахстанской моноклиальной структуры, являющейся частью Западно-Сибирской плиты. Здесь разведаны и эксплуатируются месторождения Соколовское, Сарбайское и Качарское, административно входящие в Костанайскую область.

Западно-Каражальское месторождение, образованное в вулканогенно-осадочных породах, расположенных в пределах Казахского щита, в Карагандинской области.

Аятское месторождение железных руд относится к осадочному типу, образованному в морских условиях среди пород терригенно-карбонатного состава. Разведанные запасы – 1,7 млрд. т.

Представителем осадочного месторождения, образовавшегося в озёрных бассейнах, является Лисаковское (Костанайская область). Разведанные запасы – 2,8 млрд. т с содержанием железа 35%.

Месторождения марганца. Марганец – металл, по своим свойствам близкий к железу. Он является высококачественным сырьем для химической и металлургической отраслей промышленности. Основные свойства марганца в металлургии – это то, что примесь марганца в стали придает ей ковкость и вязкость, способствует улучшению процесса плавки, удалению вредных примесей и даёт ценные сплавы с медью, никелем и другими металлами. Промышленность использует сырьё с содержанием марганца не менее 20-30%. По запасам марганцевых руд Казахстан находится на 3 месте в мире (после Украины и ЮАР).

Основные запасы марганцевых руд сосредоточены на месторождениях Центрального Казахстана, в пределах Казахстанского щита.

Все месторождения располагаются в Атасуском рудном районе и относятся к осадочно-метаморфизованному типу. Наиболее крупными являются Жездинское, Ушкатын, Каражал и др.

Месторождения хрома. Хром – твердый металл, не окисляющийся на воздухе или в воде. Природные соединения хрома – хромшпинелиды, которые называют «хромитами». Основное применение хрома в металлургии – получение высокопрочных нержавеющей сплавов, а также высокосортных огнеупоров. Основной промышленный минерал – хромит, содержание которого в промышленных рудах варьирует от 30 % до 50 %. Наибольшие запасы хромитовых руд в ЮАР, Казахстане, Зимбабве и Филлипинах.

В мировом производстве хромитовой руды Казахстан занимает 2 место. Разведанные и эксплуатируемые месторождения хромитов на территории страны пространственно и генетически связаны с Кемпирсайским массивом (Актюбинская область) в пределах Уральской складчатой системы. Рудные тела всех двадцати разведанных и эксплуатируемых месторождений относятся к магматическому генетическому типу. Хромитовая руда Кемперсайского региона отличается высоким качеством (среднее содержание хрома около 50 %).

Месторождения редких металлов. Все металлы этой группы используются в основном в металлургии как добавки

для улучшения качества сплавов. Среди редких металлов наибольшее распространение на территории Казахстана имеют месторождения молибдена и вольфрама.

Молибден – металл ковкий, тугоплавкий с высокой электро- и теплопроводностью. Вольфрам – металл, обладающий самой высокой тугоплавкостью (температура плавления 3395 ± 15 °С, кипения 5930 °С).

Оба элемента используются в чёрной металлургии для производства жаропрочных, жаростойких, инструментальных, быстрорежущих и других изделий из стали, а также жаростойкого чугуна. Разведано более 40 месторождений, содержащих эти металлы, – все они находятся в Центральном Казахстане. По условиям образования они относятся к высокотемпературным гидротермальным.

Месторождения никеля и кобальта. Эти два металла чаще всего в природе встречаются вместе. По своим физико-химическим свойствам они отличаются высокой химической стойкостью к агрессивным средам. На территории Казахстана промышленные руды этих металлов связаны с силикатными никель-кобальтовыми. Их месторождения пространственно связаны с Кемпирсайским ультраосновным массивом и генетически с корой выветривания. Все разведанные и эксплуатируемые месторождения этого региона объединены в единое Кемпирсайское рудное поле, которое располагается в Мугоджарах (Актюбинская область).

Также разведаны месторождения силикатных никель-кобальтовых руд в Северном Казахстане – Шевченковское и Восточном – Белогорское и Горностаевское.

В разных районах Казахстана выявлено около 50 *месторождений урана* и создана одна из крупнейших в мире минерально-сырьевых баз с суммарными запасами более 1,5 млн. т (19 % достоверно разведанных запасов урана в мире). В основу этой базы вошли 19 крупных и уникальных месторождений гидрогенного типа, пригодных для отработки высокостабильным и экологически безопасным способом подземного выщелачивания. Уран встречается во многих породах в концентрациях 2-4 части на миллион. Основными уранодобывающими провинциями страны являются следующие:

Шу-Сарысуйская – 60,5 % от общих запасов ресурсов Казахстана (месторождения Уванас, Мынкудук, Канжуган, Моинкум), Сырдарьинская – 20 % от общих запасов (месторождения Северный и Южный Карамурун), Северо-Казахстанская – 17 % от общих запасов (месторождение Восток). Месторождения последней провинции представлены уникальным типом – жильно-штокверковым оруденением в складчатых комплексах протерозоя и палеозоя.

Среди *месторождений благородных металлов* наибольшее распространение на территории Казахстана имеют месторождения золота – 25 россыпных и 120 коренных. *Золото* в природе встречается в чистом виде (самородное золото), чаще оно содержит примеси серебра, иногда меди, висмута и др. элементов. Казахстан по объёму добычи золота занимает 4 место среди стран СНГ (после России, Узбекистана, Киргизии). Запасы золота сосредоточены в 260 месторождениях и составляют примерно 800 т (при среднем содержании металла в руде 9 г/т). Среди более 30 разведанных собственно золотых месторождений самым крупным является Васильковское в Северном Казахстане (в пределах Кокшетауской структуры), запасы которого составляют 370 т при среднем содержании металла в руде 2,8 г/т (разрабатывается с 1979 г.; освоено ок. 10 % запасов). Второе место по запасам (326 т) занимает месторождение Бақырчак, расположенное на северо-востоке Казахстана (Калбинская структура) с содержанием золота 6,9 г/т. К числу крупных относятся также Акбакай – в Южном Казахстане (Шу-Илейские горы), Юбилейное – в Западном (Мугоджарские структуры).

Все эти месторождения образовались в результате гидротермальных процессов. В зависимости от минерального состава руд и вмещающих пород различают геолого-промышленные типы: золото-сульфидное и золото-сульфидно-кварцевое; (Васильковское, Акбакай). Особую ценность представляют россыпные месторождения золота, где свободно золото извлекается в процессе его добычи. Это россыпи рек Курчум, Чар и др. (Восточный Казахстан), Шелек, Баян-Коль, Тентек, Кетмень и др. (Южный и Юго-Восточный Казахстан).

В последние годы уверенно стали говорить и о первом

обнаружении *платины* в Казахстане. Это медно-никелевое с платиной проявление Камкор (140 км от Караганды в сторону Каркаралинска).

Месторождения цветных металлов. *Алюминий* – лёгкий, пластичный и ковкий металл, химически активный. В природных условиях в различных горных породах присутствует в виде окисла Al_2O_3 (глинозём). Минерал, состоящий из чистого глинозёма – корунд. Наиболее высоким содержанием алюминия отличаются минералы диаспор, бемит, гибсит. Горная порода, содержащая эти минералы, – боксит. Благодаря высокому содержанию глинозёма и лёгкости её переработки, он является главной рудой алюминия.

До 30 % Al_2O_3 содержат минералы нефелин и алунит. Однако в Казахстане для получения глинозема используют только *бокситы*. Около 90 % запасов бокситовых руд (22 месторождения) расположено в пределах Тургайского прогиба Туранской плиты в Костанайской области (Амангельдинское, Аятское, Аркалыкское, Белинское, Краснооктябрьское, Северное и др.). Самым крупным в стране является Красногорское месторождение бокситов с запасами более 200 млн. т. По запасам бокситов наша страна находится на 21 месте в мире и на втором – среди стран СНГ (после России).

Все месторождения бокситов Казахстана связаны с переотложением продуктов коры выветривания и их накоплением в углублениях среди разкарстованных карбонатных породах.

Месторождение меди. Медь – металл розовато-красного цвета, на воздухе окисляется с образованием предохранительной пленки, которая защищает от дальнейшего окисления. Медь устойчива в морской воде, отличается вязкостью, хорошо прокатывается и волочится в тонкую проволоку. Обладает высокой электро- и теплопроводностью.

В природе медь в соединении с различными основаниями образует более 200 минералов, встречается и в самородной форме. Основными промышленными медьсодержащими минералами являются халькопирит, барит, халькозин, кубанит. Медные руды комплексные, в них кроме минералов меди

содержатся железо, свинец, цинк, молибден, часто мышьяк, сурьма, золото, серебро, селен, теллур и другие элементы. Промышленными являются руды, содержащие медь от 0,2 до 3-5%. На территории Казахстана разведано 84 месторождения собственно медных и комплексных руд. Преобладают собственно медные руды, которые слагают месторождения медистых песчаников (Жезказган, Жаман-Абат), медно-порфиновые (Конырат, Бозшаколь, Нурказган), медно-колчеданные (Коктау, Приорское), жильные (Шатырколь), скарновые (Саяк I, Тастау).

Добыча и производство меди в Казахстане осуществляются в основном в двух регионах: в Центральном и Восточном Казахстане.

В Центральном Казахстане разрабатываются уникальные по запасам меди Жезказганское месторождение, а в Восточном – добыча меди ведётся в основном из комплексных полиметаллических руд, где попутно извлекаются цинк, свинец, золото (Малеевское, Артемьевское и др.).

В целом Казахстан является крупной медной провинцией, по запасам меди республика занимает 5-е место в мире.

Месторождение свинца и цинка. Свинец и цинк – металлы, соединения которых в природе чаще всего встречаются вместе. Руды, содержащие свинец, цинк, медь и другие элементы, называются полиметаллическими. Основные промышленные минералы свинца – галенит, а цинка – сфалерит.

Большая часть полиметаллического оруденения находится в Центральном, Восточном и Южном регионах республики. В Центральном Казахстане в пределах Казахстанского щита расположены крупные месторождения Жайрем и Шалкия. В Восточном – Алтайской орогенной области – Зыряновское, Риддер-Сокольное, Тишинское, Белоусовское, Орловское. В Южном – Миргалымсай, Ачисай и др. Казахстан по запасам свинца занимает 2-е и цинка 3-е место в мире.

Месторождение нерудного (неметаллического) сырья. Многочисленные виды нерудного сырья подразделяются на следующие группы: *горно-химическое сырьё*, куда входят минералы и горные породы, используемые в химической, пищевой и аргонпромышленности (фосфориты, апатиты,

калийные и калийно-магниевые соли, поваренная соль, сульфат натрия и природная сода, самородная сера, борное сырье); *горнотехническое сырье* – горные породы и минералы, используемые в различных видах промышленности (металлургии, керамике, в стекольном деле и др.). В эту группу включены: каолиновые, огнеупорные глины, кварцевые пески, карбонатные породы и др.; и *промышленные минералы* – минеральные соединения (кристаллы, минеральные разновидности), используемые в различных изделиях в силу своих физико-химических свойств (прозрачность, оптические, декоративные, электрические, тепловые и др.); *строительные материалы* – горные породы, используемые в строительстве зданий, сооружений и дорожно-строительной отрасли (песок, гравий, строительные, рваные и облицовочные камни, битумы); *пъезооптическое камнесамоцветное сырье* – минеральные соединения, - используемое в качестве оптического материала (пъезокварц, исландский шпат и турмалин); драгоценные и полудрагоценные камни, окрашенные в яркие цвета или обладающие красивой цветовой игрой (ювелирный алмаз, изумруд, рубин, сапфир, нефрит, малахит, агаты и др.); *техногенные полезные ископаемые* (источники вторичных ресурсов), куда входят хвостохранилища обогатительных фабрик, шлаки металлургических и химических комбинатов, отвалы вскрыш, разрабатываемых месторождений.

Практически на территории Казахстана имеются все виды нерудного сырья, которые могут обеспечить промышленность республики. Хорошо известны, например, месторождения строительных материалов: *известняк-ракушечник* добывают на Жетыбайском (Мангистауская область) и Бешкудукском месторождениях (Южно-Казахстанская область), *граниты* – на Вишневском месторождении (Акмолинская область), Курдайском, Куртинском и др. (Алматинская область). Широко используется в строительстве и ландшафтном дизайне *бутовый камень* (куски известняка или песчаника) Мангистауской, Алматинской и других областей страны (8 месторождений). *Мрамор* – горная порода, образовавшаяся в результате перекристаллизации метаморфизации известняков и доломитов. Его добывают на юге Костанайской области – Комаровское месторождение.

С породами глубинного происхождения – *эклогитами* – связаны *месторождения технических алмазов*, которые разведаны в пределах Кокшетауского массива. Кокшетауский массив – это наиболее поднятый блок, одноименного антиклинория, в ядре которого метаморфические породы архея и раннего протерозоя, сложенные гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, смяты в плейчатые складки. Кудымкольское месторождение технических алмазов приурочено к породам рифейского комплекса. Это единственное в мире месторождение пылевидных алмазов метаморфогенного типа. Однако огромные запасы алмазов Кумдыкольского месторождения из-за их распыленности пока не представляют промышленного интереса.

Фосфориты – осадочная горная порода, состоящая из соединений фосфата кальция. Фосфоритовая руда является сырьем для получения разнообразных удобрений, элементарного фосфора и фосфорной кислоты. По запасам фосфора Казахстан занимает 2-е место в мире после Марокко.

Месторождения фосфоритов Казахстана соответствуют двум генетическим типам – геосинклинальным и платформенным.

Геосинклинальные месторождения представлены микрозернистыми фосфоритами, где содержание P_2O_5 в рудах составляет в среднем 24,3 %. Они располагаются в пределах Каратауской геосинклинальной зоны в Южно-Казахстанской области. Здесь разведаны 45 месторождений, среди которых 11 имеют крупные запасы – Жанатас, Шолактау, Аксай и Коксу и др.

К платформенным отнесены желваковые фосфориты Актюбинской области (Чилисайское месторождение).

Каолины – глинистые горные породы, рыхлые, сцементированные, камнеподобные, состоящие не менее чем на 50% из минералов группы каолинита (каолинит, диккит). Каолины используются в керамической, бумажной, резиновой и других видах промышленности в качестве наполнений.

По условиям образования месторождения каолинов подразделяются на элювиальные, гидротермальные и осадочные.

На территории Казахстана разведаны промышленные месторождения элювиального типа, образованные в процессе

химического выветривания гранитоидов (Алексеевское на Кокчетавской глыбе и Союзное в Актюбинской области, Мугоджары).

Флюорит – минерал, содержащий 48,67% фтора. В природных условиях минерал зелёного и желтого цветов, реже – бесцветный. Основным потребителем флюорита (плавикового шпата) являются металлургическая, химическая промышленности, атомная энергетика.

По условиям образования месторождения относятся к гидротермальному типу, а по минеральному составу руд разделяются на: кварц-флюоритовые; карбонатно-флюоритовые; барито-флюоритовые и др. Разведаны месторождения флюоритов в Южном Казахстане – Таскайнарское, Солнечное, Кулантес и другие.

С Житикаринским массивом ультраосновного состава связано одноименное месторождение *хризотил-асбеста* – одно из крупнейших месторождений мира. Общие запасы его составляют 16,5 млн. т (20 % запасов СНГ и 10 % запасов мира). По своему генезису хризотил-асбест Житикаринского месторождения относится к гидротермальному типу. По качеству сырья руды представлены в основном шиферными сортами. Трубные сорта встречаются редко. Месторождение приурочено к Валерьяновской зоне Уральской системы. (Костанайская область).

Месторождения углеводородного сырья. К углеворородам относятся нефть и природный газ, которые в пластах залегают, как правило, вместе. Поэтому месторождение принято называть нефтяным или газовым, в зависимости от того, чего больше. Газ, который содержится в нефти, называют попутным. Из него обычно выделяют конденсат – лёгкую по составу нефть.

Согласно схеме нефтегеологического районирования (А.А. Бакиров, 2007 г.), на территории Казахстана имеется *5 выявленных и перспективных нефтегазоносных провинций*. В выявленных провинциях открыто более 200 нефтяных, газовых, нефтегазовых и конденсатных месторождений. Из них гиганты - *Кашаган* (шельф на севере Каспийского моря, открыто в 2000 г.) с запасами 4,8 млрд т, *Тенгиз* (Атырауская область, п. Кульсары, открыто в 1979 г.) с запасами 3,5 млрд т нефти и ок. 0,6 трлн м³

газа, *Карашыганак* (Западно-Казахстанская область, открыто в 1979 г.) с запасами ок. 1,4 трлн м³ газа и более 200 млн т нефти и газового конденсата. По разведанным запасам нефти и конденсата Казахстан занимает 12-е место в мире.

Нефть – это природная горючая маслянистая жидкость, состоящая из смеси жидких и газообразных углеводородов. Основными химическими элементами нефти являются углерод – 82-87 % и водород – 11-14 %. По генезису нефть – жидкий продукт преобразования растительных и органических веществ в зоне катагенеза. Наиболее часто нефтяные месторождения приурочены к антиклинальным вздутиям в виде брахиантиклинальных складок, соляным куполам, где нефть накапливается над или под соляными образованиями.

Согласно современным представлениям (А.А. Бакиров, З.А. Табасаранский и др., 1982 г.), Казахстан делится на *нефтегазоносные провинции*. Это: 1) *Прикаспийская* – находится в западной части страны за горами Мугоджары и относится к платформенному типу (палеозойский чехол и протерозойский фундамент); 2) *Западно-Сибирская* – находится в северной и северо-восточной части Казахстана, севернее Кокшетауских гор и относится к платформенному типу (мезозойский чехол и палеозойский фундамент); 3) *Северо-Кавказско-Мангышлакская* – находится в юго-западной части Казахстана на полуострове Мангистау и протягивается по Кавказу до Чёрного моря. Провинция относится к платформенному типу (мезозойский чехол, палеозойский фундамент); 4) *Туранская* – протягивается с севера на юг, от российской до узбекистанской границы между Мугоджарами и Казахским мелкосопочником и относится к платформенному типу (мезозойский чехол и палеозойский фундамент); 5) *Тянь-Шань-Памирская* – находится в восточной части страны – за Тургайским прогибом, при этом многие области находятся между горами. Провинция относится к геосинклинальному типу (разные чехлы и фундаменты).

В целом газонефтяные провинции (бассейны), представляют собой области крупного и длительного погружения. Такими областями на территории Казахстана являются Прикаспийская впадина, Южно-Мангышлакская зона, Южно-

Эмбенский, Тургайский, Восточно-Аральский, Сырдарьинский и Предуральский краевой прогибы.

Природный газ состоит из газообразных углеводородов, таких, как метан, этан, пропан и бутан. Залежи газа и нефти разделяются на пластовые и массивные. Пластовые приурочены к определенным пластам – коллекторам. Массивные – не подчиняются физическим свойствам вмещающих пород и контролируются геологическими структурами.

В настоящее время *природный газ в Казахстане* добывается на следующих *месторождениях*: Карачаганакском (Западно-Казахстанская область, вблизи г. Аксай), Жанажол – газоконденсатное (Актюбинская область), Тенге – нефтегазовое – (Мангистауская область, вблизи г. Новый Узень), Амангельды – нефтегазовое (Жамбылская область, г. Тараз), Кисимбай нефтегазоконденсатное – (Атырауская область), Кызылойское – (Актюбинская область).

Месторождения ископаемых углей. Различают три разновидности ископаемых углей: бурые, каменные, антрацит, которые различаются по технологическим свойствам.

Ископаемые угли произошли в процессе разложения растительных и органических остатков без доступа кислорода и последующих их преобразований (углефикации).

На территории Казахстана известно более 300 месторождений каменного и бурого угля с общими запасами в 32,4 млрд т, что составляет треть запасов Азии. Наиболее крупные месторождения располагаются в Карагандинском, Экибастузском, Тургайском, Шубаркольском и Майкубинском бассейнах.

Наиболее древними по возрасту и крупными по размерам и запасам углей являются палеозойские угли Карагандинского и Экибастузского бассейнов. Карагандинский угольный бассейн представлен высококачественными коксующимися углями с теплотой сгорания на горючую массу от 8000 до 8300 ккал/кг. Здесь уголь добывают 8 угледобывающими шахтами: им. Горбачёва, им. Байжанова, Долинская, Кировская и др.

Экибастузский угольный бассейн включает в себя уникальные запасы углей. Угли здесь каменные, гумусовые с высокой зольностью (средняя 43,2 %), труднообогатимые. Здесь

они добываются открытым способом в трёх углеразрезах: Северном, Восточном и Богатырь.

Контрольные вопросы

1. Какие основные геологические структуры развиты на территории Казахстана?

2. Какие основные геологические события происходили на территории Казахстана в палеозойскую эру? В каком периоде наиболее активно проявлялась каледонская эпоха горообразования?

3. Какими структурно-формационными комплексами образована казахстанская тектоническая система?

4. Какие мезо-кайнозойские осадочные бассейны сформировались на территории Казахстана?

5. Какие геологические события происходили на территории Казахстана в неоген-четвертичное время?

6. Какой климат был на территории Казахстана в триасе и меловом периоде?

7. В какое геологическое время происходили новейшие активные горообразовательные движения?

8. Какое геологическое время характеризовалось значительным изменением природных условий на территории Казахстана?

9. Плейстоцен и голоцен в Казахстане: какой временной интервал охватывают?

10. Как образуются эндогенные месторождения?

11. Как образуются экзогенные месторождения?

12. Как образуются магматогенные месторождения?

13. К каким генетическим типам относятся основные месторождения железа?

14. Где расположены бокситоносные бассейны Казахстана и к какому генетическому типу они относятся?

15. К какому генетическому типу относится углеводородное сырьё? Назовите основные нефтегазоносные провинции и месторождения.

Задания для самостоятельной работы

1. Перечислить главные события палеозойской эры на территории Казахстана.

2. Охарактеризуйте главные события палеозойской эры на территории Казахстана.

3. Установите соотношения между трансгрессиями внутренних водоемов и эпохи оледенений в горах.

4. Составить геологический профиль для равнинной и горной территорий (по выбору).

5. Нанести на карту основные промышленные месторождения чёрных, благородных и цветных металлов.

6. Нанести на карту и основные угольные, нефтяные и газовые бассейны.

Рекомендуемая литература

1. Абдулин А.А. Геология и минеральные ресурсы Казахстана. – Алматы: Ғылым, 1994. – 400 с.
2. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Т. 1-3. / Под ред. С.Ж. Даукеева, Б.С. Ужкенова и др. – Алматы, 2002.
3. Горбунов А.П., Самашев З.С., Северский Э.В. Вечная мерзлота – хранитель древностей. – Алматы: Ин-т археологии, 2000. – 64 с.
4. Киселёв А.Л. Золотоносные коры выветривания Казахстана: Справочник. – Алматы: Ғылым, 2000.
5. Костенко Н.Н. Четвертичные отложения Казахстана и прилегающих территорий союзных республик (Объяснительная записка к карте М 1:500000). – Алма-Ата, 1978.
6. Криогенные явления Казахстана и Средней Азии / Отв. ред. А.П. Горбунов. – Якутск, 1979. – 146 с.
7. Кукал З. Скорость геологических процессов. – М.: Мир, 1987. – 246 с.
8. Сеитов Н.С. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана. – Алматы: Ғылым, 1988. – 109 с.
9. Ужкенов Б.С., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Новые представления о геодинамике развития Казахстана // Геодинамика и минералогения Казахстана. – Алматы, 2000. – Ч. 1. – С. 26–39.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Типы рельефа

Рельеф Казахстана отличается разнообразием, уникальностью как отдельных форм, так и морфогенетических типов в пределах морфоструктур Прикаспийской низменности Восточно-Европейской равнины, равнин и плато Турана, южной окраины Западно-Сибирской равнины, Казахского мелкосопочника и горных систем Алтая, Саура, Тарбагатая, Жетысуского (Джунгарского) Алатау, Северного и Западного Тянь-Шаня.

Современные научные представления о рельефе и рельефообразующих процессах на территории Казахстана основаны на фундаментальных работах российских, советских и отечественных исследователей-геологов, географов, геоморфологов. Систематическое изучение равнин и гор Казахстана относится ко второй половине XIX в., когда были заложены основы современных представлений не только о морфологии, происхождении и возрасте рельефа, но и о его динамике (*И.В. Мушкетов, Л.С. Берг, П.П. Семенов-Тянь-Шанский, В.А. Обручев*). Работы их не потеряли своего значения до настоящего времени.

XX век был отмечен специальными геоморфологическими исследованиями, 60-80-е годы которого называют «золотым веком» геоморфологии. На территории Казахстана исследования проводили как специализированные, так и комплексные экспедиции АН СССР, АН КазССР, Московского, Ленинградского, Казахского университетов. В них участвовали известные советские ученые: *С.В. Калесник, Н.Г. Кассин, С.С. Шульц, И.П. Герасимов, Б.А. Федорович, З.А. Сваричевская, Г.Ц. Медоев,*

Н.Н. Костенко, М.Ж. Жандаев и многие другие. На примере изучения рельефа Казахстана получили развитие теоретические основы общей и региональной геоморфологии (морфоструктурный анализ рельефа, аридная и гляциальная геоморфология, поверхности выравнивания). Основы морфоструктурного анализа и аридной геоморфологии были разработаны академиком *И.П. Герасимовым* в казахстанский период его научной деятельности. Ещё в 1943 г. в Предисловии к работе «Современные проблемы геоморфологии Казахстана» первый президент АН КазССР отмечал: «Работа профессора Герасимова является ... первой научной сводкой имеющихся до сих пор только в разрозненном виде данных об элементах геоморфологии отдельных площадей Казахстана и обобщением их в достаточно стройную систему закономерностей, управляющих факторами формирования рельефа в конкретных геолого-географических условиях, основных и типовых районов Казахстана».

В настоящее время геоморфологические исследования в Казахстане направлены, в основном, на изучение неблагоприятных рельефообразующих процессов как природного, так и антропогенного происхождения, которые влияют на экологическую обстановку. Большое внимание уделяется разработке прогнозов развития этих процессов в условиях хозяйственного освоения природных ресурсов того или иного региона.

Морфологический облик современного рельефа Казахстана сформировался в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, влияния космических и антропогенных факторов в неоген-четвертичное время. Общей закономерностью рельефа является его ярусность, что влияет на высотную дифференциацию других природных компонентов, определяя высотную поясность ландшафтов. Количество ярусов рельефа зависит от тектонической структуры и проявления новейших тектонических движений. В целом тектонические структуры создают орографическое разнообразие поверхности, неотектонические движения – их гипсометрическое положение – абсолютную высоту над уровнем моря: от -132 (впадина Карагие) до 6995 м (пик Хантенгри).



Впадина Карагие (-132 м)

В рельефе четко прослеживается 3 главных яруса: равнинный (Русская, Туранская и Западно-Сибирская плиты), мелкосопочный (Казахский щит) и горный (эпиplatformенный орогенный пояс). Каждый из них в свою очередь включает от 3 до 7 региональных и локальных ярусов. Каждому ярусу соответствует сочетание определенных морфогенетических типов рельефа и комплекс преобладающих процессов рельефообразования.

Равнинный ярус включает большое разнообразие аккумулятивных типов и подтипов рельефа Прикаспия, Турана, Тургая, Северного Казахстана, сформировавшихся в различных палеогеографических условиях. Это морские, аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, пролювиальные, эоловые равнины.

Мелкосопочный ярус образуют денудационные структурные и скульптурные плато, островные низкогорья, грядовый,



Пик Хан-Тенгри (6995 м)

гравистый, холмистый, увалистый мелкосопочник Сарыарки (Центральный Казахстан). В межсопочных понижениях развиты делювиально-пролювиальные равнины.

Горный ярус наиболее дифференцирован по высоте и состоит из следующих типов и подтипов рельефа: тектонико-эрозионные высокогорья, среднегорья, низкогорья, предгорья; аккумулятивные равнины предгорных, межгорных и внутригорных впадин (озерные, аллювиальные, озерно-аллювиальные, ледниковые, флювиогляциальные, эоловые).

Поверхности морфогенетических типов рельефа осложнены отдельными формами космогенного и антропогенного происхождения. К космогенным формам рельефа относятся кратеры, возникающие в результате падения на Землю болидов или метеоритов. Это кольцевые структуры, которые в 1960 г. американским геологом *Р. Дитцем* названы астроблемами, что в переводе с английского языка означает «звездная рана». Основные работы по изучению астроблем на территории Казахстана осуществлены *Б.С. Зейликом*. К хорошо изученным относятся метеоритные кратеры Шунак (Центральный Казахстан) и Жаманшин (юг Тургайского плато). Выделение других кольцевых структур как метеоритных кратеров требует дополнительных исследований.

Более значительная роль в осложнении морфологии поверхности отдельных типов рельефа принадлежит антропогенным формам. Человек в своей разнообразной хозяйственной деятельности использует природные ресурсы, в том числе и рельеф, который является одним из важнейших ресурсов. При использовании данного ресурса человек активно взаимодействует с ним, видоизменяет его. Все виды преобразований рельефа и рельефообразующих процессов принято называть антропогенным рельефом и антропогенным рельефообразованием.

Антропогенное воздействие на рельеф и процессы рельефообразования связаны с различными видами деятельности человека. Наиболее существенными из них являются добыча рудных и нерудных полезных ископаемых, особенно открытым способом (карьеры, отвалы, терриконы), сельское хозяйство (иригационные системы), гидротехническое, транспортное, промышленное и жилищное строительство.

Геоморфологическое районирование

Наряду с общими типологическими чертами, для рельефа характерны индивидуальные и территориальные различия. Один и тот же морфогенетический тип рельефа в пределах разных территорий приобретает некоторые специфические местные признаки, которые определяются географическим положением, тектонической структурой, характером залегания горных пород, климатическими условиями – основным фактором экзогенного рельефообразования. На этой основе проведено геоморфологическое районирование. При этом учитывались схемы геоморфологического районирования территории Казахстана *З.А. Сваричевской, Б.А. Федоровича*, а также общие схемы геоморфологического районирования СССР (1947, 1982 г.) и Казахстана (1991, 2006, 2008 г.).

Районирование трехступенчатое, включающее таксономические единицы: страна, провинция, область. Выделено четыре страны (А, Б, В, Г), семь провинций (I–VII) и 31 геоморфологическая область.

А. Равнины Русской плиты Восточно-Европейской докембрийской платформы

I. Равнины Прикаспийской впадины с проявлением соляной тектоники:

1. Морские, аллювиальные, эоловые низменные равнины Прикаспия с соляными куполами, бэровскими буграми.

2. Возвышенные денудационные структурные равнины Подуральского плато, расчлененные, с выраженными в рельефе соляными поднятиями и мульдами.

3. Возвышенные денудационные скульптурные равнины Общего Сырта с овражно-балочным расчленением, куполообразными останцами – шиханами.

Б. Равнины и мелкосопочник молодой эпигерцинской платформы, сформированный на каледонско-герцинских складчатых структурах.

II. Равнины Туранской плиты, сформированные на морских и континентальных отложениях кайнозоя в условиях дифференцированных неотектонических движений:

4. Восточно-Аральская морская низменность.

5. Аральская первичная морская низменность.
6. Сырдарьинская аллювиальная равнина.
7. Эоловая равнина Мойынкум.
8. Эоловая равнина Кызылкум.
9. Мангистауское структурное плато с бессточными впадинами.

10. Структурное плато Устюрт, ограниченное чинками.

11. Денудационная равнина Северного Приаралья с останцовыми возвышенностями – турткулями.

12. Пластовая возвышенная равнина Тургайского плато.

III. Равнины Западно-Сибирской плиты в зоне сочленения с Казахским щитом, на формирование которых оказало влияние оледенение Западно-Сибирской равнины:

13. Костанайская озерно-аллювиальная равнина с наличием грив, котловин, западин.

14. Северо-Казахстанская аккумулятивная равнина с гривно-котловинным рельефом.

15. Приертисская аккумулятивная равнина с реликтами древних долин, массивами эоловых песков.

IV. Мелкосопочник, островные низкогорья и равнины Казахского щита:

16. Кокшетауская низкогорно-мелкосопочная возвышенность с реликтами мезозойского пенеplена.

17. Аккумулятивные и денудационные равнины Тенгизской впадины.

18. Островные низкогорья и мелкосопочник Балхаш-Ертисского водораздела.

19. Денудационная равнина – пенеplен Северного Прибалхашья с локальным мелкосопочником.

B. Горы меридианального Уральского складчатого пояса.

V. Эрозионно-тектонические низкогорья и денудационные равнины Южного Урала:

20. Зауральский пенеplен.

21. Низкогорья Мугоджар.

Г. Эпиплатформенные складчато-глыбовые горы Юго-Восточного Казахстана с формами рельефа древнего и современного оледенения.

VI. Горы с реликтами донеогенового пенеplена, внутригорными впадинами:

22. Казахстанский Алтай.
23. Саур.
24. Тарбагатай.
25. Жетысуский (Джунгарский) Алатау.
26. Северный Тянь-Шань.
27. Западный Тянь-Шань.

VII. Аккумулятивные равнины межгорных и предгорных впадин:

28. Зайсанская впадина.
29. Алакольская впадина.
30. Илейская впадина.
31. Южно-Прибалхашская предгорная впадина.

Рельеф платформенных равнин

1. Низменности и плато Прикаспийской впадины

Современный морфологический облик рельефа Прикаспийской впадины определен своеобразными геолого-геоморфологическими процессами в условиях проявления региональных и локальных (соляная тектоника) неотектонических движений, четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского бассейна, преобладания в голоцене процессов аридного рельефообразования.

Все исследователи Западного Казахстана (*М.М. Жуков, И.П. Герасимов, Ю.А. Мецержков, Л.Б. Аристархова, М.В. Проничева, П.В. Федоров* и многие др.) отмечали своеобразие рельефа Прикаспийской низменности, Подуральского плато и Общего Сырта.

Площадное распределение типов, подтипов и форм рельефа, особенности морфологии, генезиса и возраста отражены на карте в легенде. Классификация рельефа основана на историко-морфогенетическом принципе. Четко прослеживается пространственно-временное соответствие морфогенетических типов и подтипов рельефа генетическим типам четвертичных отложений.

Наиболее распространены аккумулятивные равнины хвалынской трансгрессии, которые претерпели ряд преобразований в течение голоцена. Денудационные равнины характерны

для Подуральского плато и Общего Сырта. Каждый из выделенных типов и подтипов рельефа отличается рядом индивидуальных особенностей в пределах отдельных морфоструктур.

Геоморфологическая система *Прикаспийской низменности* представляет единство гетерогенных по происхождению типов, подтипов и форм рельефа плейстоцен-голоценового возраста. Морские низменные равнины сформировались в период хвалынской трансгрессии, в результате которой были размыты или перекрыты хвалынскими отложениями поверхности морских равнин бакинской и хазарской трансгрессий. Только в результате проявления новейших тектонических движений, роста солянокупольных структур в современном рельефе сохранились реликты нижнечетвертичной морской равнины юго-восточнее озера Шалкар. Это обширный приподнятый массив, сложенный глинами, суглинками, супесями, песками, поверхность которого слабо расчленена эрозионными ложбинами, оврагами и саями глубиной до 10 м. Здесь хорошо выражены изолированные соляные купола – «островные горы» Сынтас и Сасай (абсолютная высота 94 м).

Границы распространения хвалынской морской равнины хорошо прослеживаются по сохранившимся на отдельных участках абразионных уступах на высотах 49–50 м. Преобладает морская раннехвалынская низменная равнина, подвергшаяся действию континентальных процессов рельефообразования. Однако в результате сухости и равнинности территории рельеф еще «хранит следы морского прошлого».

По особенностям морфологии территория области подразделяется на подтипы. Слаборасчлененная равнина с многочисленными сорами и суффозионными понижениями расположена на западе области. Своеобразие морфологии равнины создано активной солянокупольной тектоникой. Растущие соляные бугры и холмы высотой 10–15 м разделены разной величины котловинами и понижениями глубиной 6–10 м, занятыми пересыхающими озерами и сорами.

Восточнее, до р. Жайык (Урала) широко развиты плоско-волнистые равнины, расчлененные многочисленными эрозионными ложбинами, слабо выраженными долинами временных

водотоков, с соровыми понижениями и относительными превышениями до 10 м.

Моделью типичных наклонных равнин раннехвалынской трансгрессии со следами древних дельтовых протоков и речных разливов является поверхность Прикаспийской низменности, расположенная между меридиональным участком долины р. Жайык и Подуральским плато. Ее ограничивает горизонталь 49 м – граница максимального распространения раннехвалынской трансгрессии.

Позднехвалынская слаборасчлененная равнина распространена на юг от нулевой горизонтали – границы максимального развития позднехвалынской трансгрессии. На отдельных участках встречаются слабо выраженные береговые валы. Почти плоскую поверхность равнины изредка осложняют соры, суффозионные понижения – микрозападины, а также навеянные песчаные бугры.

С постепенной регрессией раннехвалынского, а затем и позднехвалынского морского бассейна, морские равнины подвергаются действию процессов континентального рельефообразования. Вслед за отступающим морем в пределах первичных морских равнин формируются аллювиально-дельтовые, аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, делювиально-пролювиальные и золовые равнины.

Уникальны озерно-аллювиальные равнины, развитые в основном в пределах раннехвалынского морского бассейна западнее долины р. Жайык. Небольшие реки, стекая с возвышенности Общего Сырта, теряют свои воды, образуя слепые дельты и лиманы. Лиманами называют плоские понижения речного или озерно-речного происхождения, заливаемые весенними паводковыми водами. В плане озерно-аллювиальные равнины представляют причудливую широко разветвленную сеть слабо врезанных русел, протоков и озеровидных понижений глубиной 1–3 м.



Пойма р. Урал (Жайык)



Дельта р. Урал (Жайык)

В морфологии рельефа хорошо выражены Шежинские, Дюринские, Балыктынские и Озенские разливы – лиманы. На севере «лиманная» равнина достигает ширины 100–200 км (Шежинские и Дюринские разливы), а на юге она сужается до 20–30 км, образуя меридионально ориентированную поверхность длиной около 80–90 км (Балыктынские разливы).

Аллювиально-дельтовые равнины наиболее ярко выражены восточнее р. Жайык. Они сформировались в дельтах многочисленных рек, берущих начало на возвышенностях Подуральского плато и впадающих в раннехвалынский морской

бассейн в период постепенной его регрессии. Равнины полого-волнистые, с хорошо выраженными дельтовыми протоками, глубиной до 5 м. Они расчленены современными долинами рек Анкаты, Оленты, Конысшагыл и Калдыгайты.

Озёрные плоские или слабовогнутые равнины развиты в пределах морских равнин хвалынской трансгрессии. Они занимают небольшие изолированные площади, сложенные илами, глинами и суглинками. Примером может служить Аралсорская озерная (озерно-солончаковая) равнина, морфология которой нарушается соляными буграми, высотой 10–15 м и карстовыми формами рельефа. К равнинам данного типа следует отнести топкий солончак Солёные Грязи (хаки) длиной до 70 км. На юго-запад от солончака возвышаются островные возвышенности высотой более 30 м (гора Малая Богдо – 37 м), в карбонатных породах здесь наблюдаются карстовые пещеры и провалы.

Однообразие поверхности морских хвалынских равнин на юге нарушается массивами золотых песков, которые формируются в результате перевевания хвалынских отложений, а на западе – аллювиально-дельтовых песков. По морфологии – это бугристые, бугристо-грядовые, бугристо-барханные закрепленные и полужакрепленные пески.

На юго-западе золотая равнина представляет чередование широких песчаных гряд – нарынов с долинообразными понижениями – ашыками. Гряды с ашыками, шириной от 5 до 20 км и длиной до 20–30 км, простираются с северо-запада на юго-восток. Бугристые пески нарынов закреплены песчано-пылинниками с еркеком. Начало формирования золотых песчаных массивов относится ко времени регрессии хвалынского моря и осушения поверхности Прикаспийской низменности. Перевевание песков и формирование золотого рельефа продолжается и в настоящее время.

Поверхности позднихвалынских дельтовых равнин Жайыка (Урала) и Эмбы отличаются наличием свособразных форм рельефа – бэровских бугров. Они представляют собой широтно ориентированные параллельно расположенные гряды длиной от нескольких десятков метров до нескольких километров, высотой в среднем 6–10 м, иногда до 15–20 м. Расстояние между ними

изменяется от 100-200 м до 1,0-1,5 км. Сложены гряды в основании морскими глинами, песками, суглинками, а сверху перекрыты золовыми песками. Межгрядовые понижения между ними были затоплены новокаспийской трансгрессией, оставившей солончаковые «лиманы», разделяющие бэровские бугры.

Данные формы рельефа впервые изучал *К.М. Бэр* в 1856 г. Существует несколько гипотез их происхождения: эрозионная, золовая, подводно-дельтовая. Очевидно, на разных этапах формирования бэровских бугров участвовали разные процессы – сначала морские, затем эрозионные, сменившиеся золовыми.

Прибрежная новокаспийская морская равнина, ограниченная горизонталью –22 м, отличается почти плоской поверхностью с многочисленными сорами, береговыми валами, соответствующими разному уровню положения береговой линии Каспия в историческое время. Современные участки морской равнины представлены сорами Мертвый Култук и Кайдак. На более возвышенных участках полуострова Бузачи наблюдаются также золовые формы рельефа. Уникальными для данной территории являются грязевые вулканы – прямые признаки нефтегазоносности. Почти все обнаруженные грязевулканические формы развиты на поверхности соров.

Гипсометрически выше береговой линии раннехвалынского морского бассейна развита наклонная делювиально-пролювиальная равнина (по *М.М. Жукову* – равнина Предсыртового уступа). От денудационных возвышенных равнин плато она отделена тектонико-денудационным уступом высотой до 50–80 м, а от морской равнины – сохранившимся абразионным пологим уступом высотой до 10–15 м.

Делювиально-пролювиальная равнина развита также на пологих коренных склонах речных долин, расчленяющих Общий Сырт и Подуральское плато.

Наклонная поверхность равнины, сложенная лёссовидными суглинками, супесями и глинами, расчленена овражно-балочной сетью. Молодые растущие промоины и овраги глубиной от 3–5 до 10 м преобладают на делювиально-пролювиальной равнине шириной 10–15 км вдоль южных склонов Общего Сырта. На равнине пологих западных склонов Подуральского плато, наряду с оврагами, развиты балки, нарушающие однообразие

поверхности. Превышение межбалочных водоразделов над дном балок достигает 10–15 м. Процессы овражной эрозии протекают и в настоящее время в условиях аридного климата и медленных современных тектонических поднятий.



Сор Кайдак, грязевые вулканы, сальзы

Своеобразен рельеф *Общего Сырта* и *Подуральского плато*, в формировании которого с позднего плиоцена преобладают процессы денудации. Характерная черта рельефа – ярусность. Четко прослеживается два яруса денудационного рельефа – структурные плато, разделенные уступом высотой 40–50 м. В пределах области расположена небольшая часть

южной окраины Общего Сырта. Это плоские, почти нерасчленённые водоразделы с абсолютными высотами от 200 до 250 м и плосковершинные увалы, разделяющие широкие долины правых протоков реки Жайык на широтном участке.

На горизонтально залегающих отложениях сыртовых глин, перекрытых лёссовидными суглинками, сформировались волнистые слаборасчленённые структурные равнины – плато с относительными превышениями 5–10 м. На междуречьях встречаются денудационные останцы – шиханы, высотой 30–50 м.

На востоке аккумулятивные равнины Прикаспия ограничены тектонико-денудационным уступом Подуральского плато, в рельефе которого основными типами являются дочетвертичные структурные равнины, сформированные на отложениях мела и палеогена. Морфологический облик рельефа создан процессами соляной тектоники и денудации.

Наиболее высокий ярус рельефа плато представляют водораздельные массивы с абсолютными высотами от 200 до 250 м. В уступах, ограничивающих водоразделы, обнажаются меловые глины, мергели, известняки и мел. В результате эрозионно-денудационных процессов расчлененные крутые уступы образуют своеобразные формы рельефа – «меловые горы».

Максимальные высоты приурочены к хорошо выраженным в рельефе соляным куполам с относительными высотами от 20–30 до 40–50 м. Отдельные из них называются горами. Они расположены на востоке, на границе с Актюбинской областью: гора Меловая (295 м), гора Алмастау (230 м) и гора Калпактытау (244 м). В пределах соляных куполов-гор развиты карстовые формы рельефа: карры, воронки, карстовые овраги, котловины.

Более низкий ярус рельефа образуют наклонные структурные равнины на севере и северо-западе Подуральского плато, представляя сравнительно узкие водоразделы левых притоков Жайыка, а также рек, расчленяющих западный склон плато. Они прослеживаются в виде пологих увалов с относительными превышениями 10–15 м, реже – до 20 м. Склоны их расчленены короткими оврагами и балками.

Существенная роль в геоморфологическом строении территории принадлежит отдельным формам рельефа, нарушающим морфологическое однообразие типов и подтипов рельефа: речным долинам, карстовым и антропогенным (техногенным) формам.

Формирование речных долин Прикаспийской низменности и Подуральского плато тесно связано с трансгрессиями и регрессиями Каспийского бассейна. Долина широтного участка р. Жайык и ее притоков более древняя, чем меридионального, который формировался постепенно вслед за отступанием Хвалынского моря. В строении долин преобладает комплекс четвертичных аккумулятивных террас.

В долине р. Жайык (Урал) развиты широкая пойма и две, местами три надпойменные террасы. Пойма имеет три уровня: 1, 2–3 и 4–6 м. Она сложена песчано-глинистыми и песчаными современными отложениями, пересечена протоками и старицами. Высота террас на широтном и меридиональном участках различна. Первая надпойменная терраса (высотой 10–12 м над урезом воды и 13–15 м в Прикаспийской низменности) достигает 8–14 км ширины. Вторая надпойменная терраса раннехвалынского возраста (высотой 12–16 м в пределах низменности и 18–23 м в долине Подуральского плато) хорошо сохранилась на правом берегу широтного участка Урала, а также в долинах рек Большая Хобда и Утва.

Наиболее древняя среднечетвертичная терраса (высотой от 20–25 до 30–40 м) прослеживается на широтном участке долины р. Жайык и его притоков. От нижерасположенных террас она отдалена эрозионными уступами, а на поверхности ее наблюдаются делювиальные шлейфы.

На отдельных участках речных долин наблюдается до пяти террасовых уровней, что связано с дифференциацией неотектонических движений и соляной тектоники.

С освоением природных ресурсов на данной территории усилились процессы антропогенного рельефообразования. Наиболее ярко они проявляются в районах разветвленной ирригационной системы западнее р. Жайык (освоение земельных ресурсов) и в районах разведки и добычи углеводородного сырья (Карачаганакское месторождение).



Месторождение Карачаганак



Процессы овражной эрозии на территории месторождения

Взаимодействие природных и антропогенных факторов вызывает интенсивное проявление ряда неблагоприятных процессов геоморфогенеза: ускоренную эрозию, подтопление, заболачивание, проявление карста и эоловую дефляцию, что оказывает негативное воздействие на окружающую среду.

II. Равнины и плато Туранской плиты образуют территорию Западного Казахстана, сложенную толщей осадочных мезо-кайнозойских морских и континентальных отложений, которые перекрывают палеозойский складчатый фундамент. Исключение представляет горный Мангистау.

В результате проявления дифференцированных неотектонических движений в неоген-четвертичное время в пределах единой области аккумуляции образовался орографически разнообразный рельеф: низменности, равнины, возвышенные равнины (плато) с абсолютными отметками от -132 (впадина Карагие) до 340 м (увал Музбель). Основными типами рельефа являются аллювиальные и эоловые равнины, пластовые и структурные плато, а также формирующиеся морские равнины.

На крайнем юго-западе Казахстана расположен полуостров Мангистау, которому соответствует одноименная геоморфологическая область с уникальным рельефом, сформированным в плиоцен-четвертичное время. Структурную основу рельефа образует Мангистауская система мегантиклиналий и мегасинклиналей, определившая орографию полуострова, его равнинную и горную территорию.

Равнинный (Степной) Мангистау – структурно-денудационное плато с абсолютными высотами до 278 м – сложено горизонтально залегающей толщей известняков сармата и понта, которые бронируют поверхность от разрушения. Морфологический облик рельефа плато создан взаимодействием дифференцированных неотектонических движений и денудационных процессов в условиях аридного климата.

Своеобразие рельефа плато образует сочетание денудационных и аккумулятивных типов, особых природных объектов – бессточных котловин (впадин), расположенных ниже уровня мирового океана, карстовых и дефляционных форм рельефа, оврагов, соров.

По положению в пределах плато и размерам можно выделить 2 вида впадин: субмеридиональные крупнейшие впадины Карагие и Карынжарык, глубиной более 300 м относительно поверхности плато, и субширотные небольшие впадины, расположенные двумя рядами параллельно основным мангистауским структурам (северные впадины Курганый, Карамындыбас, Узень; южные – Куанды, Гурлы и др.).

В пределах самой глубокой впадины Карагие (-132 м) развиты морские равнины хвалынского и новокаспийского возраста, ссоры. Склоны впадины расчленены долинами временных водотоков, оврагами. Впадина Карынжарык (-68 м) -

самая большая по площади: длина более 300 км, ширина – от 20 до 50 км. Она определяет плато Мангистау от Устюрта и отличается сложным строением. Останцы денудационных равнин сменяются массивами бугристых, ячеистых песков, делювиальными равнинами, ссорами.

На западе плато ограничено высоким абразионным берегом Каспийского моря, сложенного формами морского карста: ниши, гроты, лунковые карры, овальные котлы, пещеры (мыс Песчаный, мыс Токмак).

Считают, что карстовые процессы играли основную роль на первоначальном этапе образования бессточных впадин Мангистау при разрушении бронирующего известнякового покрова. Этот процесс продолжается на склонах впадины и в настоящее время.

Горный Мангистау находится на севере полуострова и включает низкогорья Каратау и Актау. Хребет Каратау внутригорными понижениями разделен на отдельные горные массивы: Восточный и Западный Каратау и Каратаушик. Высшая точка Каратау (г. Бесшоки, 556 м) расположена в Восточном Каратау. Относительные высоты достигают 200 м.

В строении хребта участвуют дислоцированные пермo-триасовые песчаники, аргиллиты, сланцы, известняки. В рельефе преобладают грядовые низкогорья с почти ровными или слабоволнистыми вершинами и крутыми, резко расчлененными склонами.

У подножия низкогорья хребта простираются широкие (до 10–15 км) понижения, называемые «прикаратаускими долинами». Они приурочены к выходам песчано-глинистых отложений юры и мела. В условиях аридной денудации, процессов выветривания из данных отложений образовались природные живописные скульптурные композиции: «грибы», «грибные поля», «футбольные мячи», «гигантские шары» и др.



Полуостров Мангышлак



Северный Актау

Прикаратауские долины отделяются хр. Каратау от низкогорий Актау: Северного и Южного. Они сложены разноцветными толщами известняков, мергелей, писчего мела. Это типичные куэсты, их крутые и обрывистые склоны возвышаются над прикаратаускими долинами на 100–200 м. Пологие склоны соответствуют падению слоев: на Южном Актау они переходят в плато, а на Северном образуют уступы к поверхности морских равнин полуострова Бузачи.



Долина Гигантов (Мангышлак. Восточный Каратау)

Плато Устюрт. Между Мангистауским плато и Аральским морем расположено плато Устюрт, ограниченное со всех сторон вертикальными, часто нависающими уступами – чинками и предчинковыми желобами выдувания в виде узких и длинных котловин. Плато Устюрт, генетически единое с Мангистауским, отделено от него котловиной Карынжарык, но у побережья Кара-Богоз-Гола соединено перешейком коренных пород высотой 115 м. Средняя высота плато от 150 до 200 м, однако местами поверхность то понижается до 50–70 м (впадина Барсакельмес), то повышается до высоты 341 м (увал Музбель).

Особенности орографии плато обусловлены тектонической

структурой: чередованием синклинальных прогибов и мегантиклиналей субширотного, мангистауского направления (Северо-Устюртский прогиб, Карабаурская мегантиклиналь, Ассакеуданский прогиб, Барсакельмеский прогиб и др.), которые выражены в рельефе в виде увалов и обширных солончаковых впадин. Они усложняют равнинность поверхности плато, бронируемую сарматскими известняками, которые перекрывают толщу зеленых, голубых, серых, розовых, белых глин нижнего миоцена. Прекрасные их обнажения прослеживаются в чинках плато.



Западный чинк Устюрта

С особенностями геологического строения связано наличие на плато разнообразных форм карста: блюдца глубиной до 1,5–2,0 м, карстовые воронки – до 3,0–5,0 м, останцы слепых долин, карстовые колодцы – 8–20 м, а некоторые и до 50 м. Такие колодцы (местное название «анны») образуются в результате провалов, обрушения кровли под подземными карстовыми пустотами. На северо-восточном склоне увала Музбель и примыкающей к нему равнине, между могилами Тулеп и бугром Отынги *А.Н. Слюсаревым* и *С.Е. Петровым* обнаружено 4 крупных провала глубиной от 9 до 18 м, длиной до 40 м, с крутыми обрывистыми склонами, а также ряд мелких карстовых воронок.



Вид на впадину Карынжарык

На Устюрте развиты и формы подземного карста – пещеры. В ур. Утебай (Южный Устюрт) известны карстовые пещеры длиной до 190 м и глубиной до 120 м.

Во впадинах Асматай-матай, Сам и Каратюлей соры к подножью склонов сменяются массивами бугристых полузакрепленных песков, формирование которых обусловлено эоловыми процессами. Склоны впадин часто расчленены руслами временных водотоков, оврагами.

К особо уникальным формам рельефа относятся чинки Устюрта, высота которых над прилегающими равнинами изменяется от 100–150 м на севере до 200–300 м на северо-западе и востоке, а в районе увала Музбель достигает 370 м. Это исключительно сложные геоморфологические образования, включающие (сверху вниз) три зоны: вертикальные уступы с большим разнообразием причудливых природных скульптур, образовавшихся в результате процессов выветривания, карста в зависимости от состава отложений (каменные грибы, карнизы, колонны и др.); зона развития оползней с разноцветным делением; зона аккумуляции осадков (осыпи, делювиальные шлейфы, обвалы). Ширина чинка в поперечном профиле при таком строении может достигать 3 км.

Современный морфологический облик рельефа Устюрта сформировался в течение плиоцен-плейстоцена. Проявление новейших тектонических поднятий способствовало регрессии

сарматского моря и превращению данной территории из области морской аккумуляции в области развития денудационных процессов, формированию структурно-денудационной равнины – плато. На север и запад от Устюрта расположены более расчлененные денудационные пластовые возвышенные равнины – плато Тургая и Приаралья, включающие Шаграйское, Торгайское плато и плато Северного Приаралья.

Шаграйское плато высотой 150–200 м представляет собой непосредственное продолжение Устюрта на север. Поверхность его бронирована песчаниками палеогена, расчленена балками и оврагами. На западе плато ограничено чинком высотой до 160 км, а на севере и востоке постепенно снижается к поверхности Тургайского плато и постепенно сливается с равнинными поверхностями Северного Приаралья.

Северное Приаралье отличается особенностями морфологического устройства. Это интенсивно расчлененная пластовая равнина, сложенная отложениями мела, палеогена и частично – неогена, с турткулевым – столово-останцовым рельефом. Турткули представляют собой плосковершинные останцы, гряды высотой от 30–50 до 150–200 м, разделенные обширными понижениями, балками, сухими руслами. Склоны гряд, останцов ассиметричны, более крутые южные.

Абсолютные высоты плато изменяются в значительных пределах: от максимальной высоты 343 м (останец г. Жаксыбу-таш) до 35 м на берегу Арала. Поверхность плато Северного Приаралья осложняют аккумулятивные равнины – песчаные массивы Большие и Малые Барсуки. Они приурочены к древней субмеридионально ориентированной речной долине. Пески Большие Барсуки длиной до 200 км и шириной от 10 до 30 км к побережью Аральского моря расширяются до 60 км. Протяженность Малых Барсуков с севера на юг составляет около 100 км, а ширина от 10 до 40 км.

Вследствие пережевания песчаных отложений сформировался типичный золотой рельеф: бугристые, бугристо-ячеистые закрепленные пески. В районах хозяйственного использования природных ресурсов песчаных массивов формируются бугристо-барханские развеваемые пески.

а)



б)



Пески Большие Барсуки

а) природные закрепленные; б) антропогенно-нарушенные

Тургайское плато расположено между Зауральским плато на западе и Казахским мелкосопочником на юге. На севере оно граничит с Кустанайской равниной, а на юге – с равнинами Северного Приаралья, граница совпадает с 48°с.ш. (устье р. Тургай, оз. Шалкар). Протяженность плато с севера на юг около 600 км, а ширина 300–400 км. Абсолютные отметки изменяются от 100–120 до 360 м. Орографически выделяется Западное и Восточное плато, разделенные Тургайской ложбиной и Южно-Тургайская равнина.

Структурную основу рельефа образует меридионально

ориентированная Тургайская впадина Туранской плиты. Осадочные мезо-кайназойские отложения, выполняющие впадину, залегают на складчатом палеозойском фундаменте. Мощность их изменяется от нескольких десятков метров по периферии впадины до 2000 м в южной ее части.

Непосредственно в строении рельефа участвуют палеоген-неогеновые и четвертичные отложения: глины, суглинки, супеси, пески. Морфогенетические особенности современного рельефа сформировались в плиоцен – четвертичное время в условиях дифференцированных неотектонических поднятий, когда территория Тургайской впадины из области аккумуляции превратилась в область преобладания эрозионно-денудационных процессов. Характерная особенность рельефа – ярусность пластовых равнин. Пластовые равнины являются основным типом рельефа. Наиболее высокий ярус соответствует абсолютным высотам 260–340 м, отличается плоской поверхностью, наличием многочисленных понижений – степных блюд.

Тургайское плато широкой меридиональной ложбиной разделено на Западное и Восточное плато. Поверхность Западного плато расчленена субширотной Сапсынгашской древней ложбиной стока глубиной от 15–20 до 40–45 м и шириной до 50 км. В ее пределах расположена цепочка озер: Каиндыкты, Алаколь, Талдыколь и др. Южнее пластовая равнина расчленена многочисленными притоками р. Улькаяк на увалистые междуречья – «горы» Каргалытау, Жыландытау, Такетау, Кызбельтау, склоны которых интенсивно расчленены оврагами и балками.

Пластовые равнины Восточного плато на севере изобилуют многочисленными озерными котловинами, на юге притоками рек Тургая, Улыжыланшика, расчленены на глубину до 100, в отдельных местах до 150 м. Повсеместно развита овражно-балочная сеть. Скорость роста оврагов достигает 8–12 м/год.

На самом юге Тургайского плато (48° 24' с.ш. – 60° 58' в.д.) П.В. Флоренским (1977 г.) был открыт метеоритный кратер Жаманшин, диаметр которого составляет 13 км, а возраст примерно 750 тыс лет. Геологи считают, что это единственный на Земле импактный кратер с импактитами и тектитами одновременно. Вблизи этого кратера впервые на территории

б. СССР найдены тектиты – чёрные оплавленные стёкла, происхождение которых, несомненно, связано с падением крупных метеоритов (В.А. Бронштейн).* ³



Овраги на Тургайском плато

На юге Тургайского плато расположен наиболее низкий ярус рельефа (100–120 м) – четвертичные аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины с хорошо сохранившимися останцами плиоцен-четвертичных равнин с абсолютными высотами до 200 м. Для Южно-Тургайской равнины характерны так же песчаные массивы с бугристо-ячеистым рельефом.

Тургайская эрозионно-тектоническая ложбина древнего стока длиной 750 км и шириной в среднем 25 км на юге расширяется до 30–50 км. Она ограничена чинками высотой до 60 м и дренируется рекой Убаган, текущей на север и р. Тургай, имеющей сток на юг. Водораздел между ними представляет собой слабо выраженное поднятие высотой до 126 м, с наличием небольших бессточных озер. Притоки рек Убагана и Тургая текут соответственно на север и юг. Это является подтверждением тому, что сток флювиогляциальных вод ледников

* См. подробное описание: 1. Флоренский П.В., Дабижа А.И. Метеоритный кратер Жаманшин. – М., 1980. – 127 с.; 2. Изох Э.П. Импактный кратер Жаманшик и проблемы тектитов // Геология и геофизика. – 1991. – № 4. – С. 3–15.

сибирских покровных оледенений на юг в бассейн Аральского моря не происходил.

Ложбина выполнена озерно-аллювиальными и озерными средне-верхнечетвертичными отложениями, чему соответствуют аккумулятивные аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины. На юге Тургайской ложбины поверхность равнин преобразована процессами дефляции в эоловые равнины.

Восточное Приаралье. Характерной особенностью рельефа Восточного Приаралья является преобладание аккумулятивных равнин. Они приурочены к наиболее пониженной части Туранской плиты – Восточно-Аральской, Сырдарьинской и Кызылкумской впадин. Орографически это Приаральские Каракумы, Сырдарьинская равнина, Кызылкумы и Аральская равнина.

Морские равнины сформировались на территории, прилегающей к Аральскому морю. Граница их распространения в течение плиоцен-четвертичного времени периодически изменялась в связи с повышением или понижением уровня Арала. В современном рельефе выделяются *Восточно-Приаральская морская голоценовая равнина* и первично морская равнина зоны осушения морского дна (1960–2007 гг.) – *Аральская равнина*.

Поверхность Восточно-Приаральской голоценовой морской равнины в основном плоская, усложненная многочисленными солончаками, эоловыми бугристыми песками, фитобуграми, береговыми дюнами высотой 2,0–2,5 м.

Первично-морская равнина образовалась в связи с понижением уровня Аральского моря и представляет собой осушенное дно моря, поверхность которого подверглась интенсивному воздействию эоловых процессов. В зависимости от морфологии морского дна, литологии слагающих его отложений первично-морская равнина включает идеально ровные поверхности, покрытые соляной коркой; «ракушечные мостовые» – поверхности, покрытые слоем раковин морских моллюсков с выдутым песчано-суглинистым материалом; участки с интенсивно развитыми процессами эоловой дефляции и аккумуляции с формирующимися барханами, песчаными буграми, песчаной рябью, котловинами выдувания; солончаковые топи. Площадь первично-морской равнины

постепенно увеличивается в связи с продолжающимся понижением уровня моря. В ее пределах археологи обнаружили древние городища.

Сырдарьинская аллювиальная равнина сформировалась в пределах одноименной впадины Туранской плиты в плиоцен-четвертичное время в результате эрозионно-аккумулятивных процессов р. Сырдарьи. Поверхность равнины понижается с юго-востока на северо-запад к Аральскому морю от 250 до 50 м. В условиях дифференцированных неотектонических движений происходила миграция русла реки, образовалась террасированная долина и разновозрастные дельты: более древняя Кызылординская и современная Казалинская. Поверхность дельт усложнена многочисленными староречьями, прирусловыми валами, озерами; такырами, золовыми формами рельефа. Древние русла р. Сырдарьи – Жанадарья, Кувандарья, Ескидарьялык расчленяют древнюю дельту на формирующиеся песчаные и глинистые пустыни.



Сырдарьинская аллювиальная равнина

На равнинном участке современной долины Сырдарьи выделяются пойма шириной от 10 до 20–40 км с многочисленными озерами-старицами, протоками и три надпойменные террасы. Долина реки относится к районам древнего освоения (середина I тысячелетия до н.э.), здесь сосредоточены древние городища, ирригационные системы.

На юго-западе Сырдарьинская аллювиальная равнина ограничена песчаным массивом *Кызылкумы*, который в пределы Казахстана заходит лишь частично. Это эоловая равнина с абсолютными высотами от 53 м на северо-западе до 330 м на юго-востоке, которая образовалась в результате перевевания морских мел-палеогеновых и озерно-аллювиальных отложений плиоцена в четвертичное время в условиях аридного климата.

Поверхность равнины расчленена меридионально ориентированными грядами высотой до 30–40 м и длиной до 8–10 км и более. Наряду с грядовыми, более древними формами рельефа, развиты грядово-ячеистые, бугристые и барханные пески, котловины выдувания. Процессы дефляции и эоловой аккумуляции активно протекают и в настоящее время.

Песчаные массивы Приаральских Каракумов занимают значительные площади в северной части Восточного Приаралья. Аккумулятивно-дефляционные процессы создали разнообразие форм эолового рельефа: гряды, бугры, ячеистые пески, котловины выдувания. Преобладают ячеисто-грядовые пески и пески с мелко-бугристым рельефом (высота бугров 1,5–2,0 м). В межгрядовых понижениях часто образуются солончаки.

В современных условиях опустынивания интенсивность дефляционно-аккумулятивных эоловых процессов возрастает.

На крайнем юго-востоке Туранской плиты в пределах Шу-Сарыуской впадины расположена песчаная пустыня *Мойынкум*. Это эоловая равнина, сформировавшаяся на песках олигоцена и четвертичном аллювии надпойменных террас р. Шу. В морфологическом строении хорошо выражена ярусность (ступенчатость) рельефа. Первый ярус соответствует абсолютной высоте 180–240 м, второй – 250–280 м и третий – 300–400 м. Основными формами рельефа являются грядово-ячеистые и бугристо-грядовые пески с высотой гряд до 60–80 м. В межгрядовых понижениях наблюдаются озеровидные болотистые участки – чуроты.

Бугристые и грядово-бугристые пески характерны и для песчаных массивов левобережья р. Сарысу.

Бетпақдала. На восток от низовьев р. Сарысу до озера Балхаш простирается возвышенная денудационная равнина – плато Бетпақдала. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 350–400 м в восточной части до 250 м в западной и от 330 м на севере до 180 м на юге. На северо-западе плато ограничено крутыми уступами – чинками высотой до 50–60 м.

Представляя единое орографическое образование, Бетпакдала гетерогенна по геологическому и геоморфологическому строению. Западная часть плато сложена горизонтально залегающими отложениями – глинами, песками и галечниками палеогена, постепенно сменяющимися слабодислоцированными глинами, алевролитами, песками, галечниками верхнего мела. Им соответствует рельеф плоских водоразделов, расчлененных бессточными котловинами, впадинами с солончаками и озерами. В центральной части преобладает холмисто-увалистая равнина с останцами меловых отложений.

Восточная, наиболее возвышенная часть Бетпакдалы представляет собой всхолмленную денудационную равнину – пенеплен, сформировавшуюся на дислоцированных породах палеозоя. Куполообразные холмы, невысокие гряды разделены понижениями различной величины и формы.

III. Равнины Западно-Сибирской плиты расположены на севере Казахстана и включают поверхности Костанайской, Северо-Казахстанской и Прииртышской аккумулятивных равнин с абсолютными высотами в среднем от 100 до 250 м. Они сформировались на отложениях кайнозоя: глинах, песках палеогена и неогена, перекрытых озерными, озерно-аллювиальными, аллювиальными песчано-глинистыми осадками, лессовидными суглинками четвертичного возраста.

Костанайская озёрно-аллювиальная равнина на западе ограничена уступом Зауральского плато, на востоке – долиной реки Убаган, на юге граничит с Тургайским плато, а на севере от Западно-Сибирской равнины ее отделяет долина р. Уй - левого притока р. Тобыл. Поверхность равнины сравнительно плоская расчленена многочисленными котловинами озер и западинами. Отличительной особенностью является наличие своеобразного гривно-котловинного рельефа, который приурочен к отдельным понижениям, очевидно, древним крупным озерам. В пределах некоторых понижений количество грив и котловин достигает 20–30 на 1 км². Морфологические показатели грив варьируют в значительных пределах: длина от 0,1 до 10 км, ширина от 50–100 м до 1,0–1,5 км, высота от 3–5 до 12–15 м. Гривы сложены супесями, песками мощностью до 10 м. Вопрос о происхождении гривно-котловинного рельефа относится к дискуссионным. Одни исследователи считают их эрозионно-аккумулятивными формами (И.П. Герасимов, В.В. Лавров,

В.А. Николаев и др.), другие – золовыми образованиями (А.Л. Яншин, Б.А. Федорович, М.Е. Городецкая и др.).

Поверхность Костанайской равнины расчленена современной речной сетью бассейна р. Тобыл. Глубина расчленения от 20-30 до 100-120 м. Долина Тобыла характеризуется сложным строением. Ее ширина изменяется вниз по течению от 10 до 30 км; развиты низкая и высокая поймы и три надпойменные террасы.

Современные процессы природной и ускоренной (антропогенной) овражной эрозии и дефляции усложняют морфологию поверхности Костанайской равнины.

Восточнее меридионального участка долины р. Тобыл в южной части Западно-Сибирской плиты, в зоне её сочленения с Казахским щитом в плейстоцене сформировалась *Северо-Казахстанская равнина*, составная часть обширной Западно-Сибирской равнины. Граница ее с Приертисской равниной условная, ее проводят по долине р. Шаглынка, впадающей в оз. Шаглытениз и далее на северо-восток по древней ложбине до Камышловского лога. Поверхность равнины слабо наклонена на север, абсолютная высота изменяется от 130 до 200 м. В геологическом строении принимают участие палеоген-неогеновые глинисто-песчаные отложения, перекрытые четвертичными флювиогляциальными, аллювиальными, озерными, аллювиально-озерными песками, супесями, суглинками.

Равнина состоит из двух морфогенетических типов рельефа. На большей территории развита озёрно-аллювиальная низменная равнина с гривно-котловинным рельефом, переходящая на юге, вдоль северной окраины Кокшетавской возвышенности, в возвышенную поверхность делювиально-пролювиальную равнину с многочисленными древними ложбинами стока, к которым приурочены ленточные боры.

Участки Северо-Казахстанской равнины с гривно-котловинным рельефом по морфологии очень сходны с таким рельефом Костанайской равнины. Многочисленные озера разной величины, простые и сложные овраги осложняют поверхность равнины. В центральной части ее протекает р. Есиль – левый приток Ертиса (Иртыша). Долина реки, шириной от 10 до 15 км, отличается ассиметричным строением: правый склон крутой, левый – пологий. Развиты пойма низкого и высокого уровня и три надпойменные террасы.

Формирование современного рельефа равнины связано с флювиогляциальными процессами четвертичных оледенений Западной Сибири, аккумуляцией аллювиальных, озерных и озерно-аллювиальных отложений и моделировкой их поверхности процессами овражной эрозии, дефляции, плоскостного смыва.

На крайнем северо-востоке расположена *Приертисская равнина* с абсолютными отметками от 100 до 150 м. Исключение представляют озерные котловины левобережья Ертиса с минимальными отметками от 13 до 29 м (оз. Теке). Структурную основу равнины образует краевая Приертисская впадина Западно-Сибирской плиты, выполненная мезокайнозойскими отложениями мощностью до 2000 м. В строении современного рельефа участвуют палеоген-неогеновые и четвертичные озерные, аллювиальные, аллювиально-дельтовые пески, песчаники, супеси, суглинки, песчано-гравийные осадки.

Для Приертисской равнины характерна ярусность рельефа. *З.А. Сваричевская* выделяет 4 яруса рельефа. Наиболее высокий ярус (150–160 м) сохранился в виде отдельных останцов в бассейнах рек Шидерты и Оленты. Почти плоская поверхность Приертисья расчленена многочисленными озерными котловинами и долинообразными ложбинками – фрагментами древних русел с цепочками озёр.

Основными генетическими типами рельефа являются озёрно-аллювиальные и аллювиальные равнины. На правом берегу р. Ертис в южной части в результате перевевания аллювия и озёрных осадков сформировались золотые равнины.



Северо-Казахстанская озерно-аллювиальная равнина

В наиболее пониженной части равнины проникает Ертис. Долина реки глубиной до 50 м имеет ассиметричное строение: правый склон высокий и крутой, левый – пологий. В долине развита пойма и 3 надпойменные террасы. Пойма высокого уровня и 1-я надпойменная терраса аккумулятивная, а 2 и 3-я – эрозионно-аккумулятивные, на отдельных участках – цокольные, сложенные глинами неогена (павлодарская свита).

IV. Мелкосопочник, островные низкогорья и равнины Казахского щита.

Вопросам морфологии, происхождения и возраста рельефа Казахского мелкосопочника посвящены многочисленные публикации геологов, географов, геоморфологов, обзор которых приведён в работе «Рельеф Казахстана» (1991 г.). Из обобщающих исследований следует отметить монографию З.А. Сваричевской «Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования» (1961 г.).



Правобережье р. Ертис, золотая равнина

Казахский мелкосопочник (Сарыарка) расположен между равнинами Тургая на западе и Приертистья на востоке. Термин «мелкосопочник» в научную литературу ввел *Н.А. Тихонович* (1902 г.). По его мнению, мелкосопочный рельеф характеризует одну из конечных стадий развития когда-то более мощных и высоких гор.

Географическое название «Казахский мелкосопочник» как орографическая единица Казахского щита включает не только мелкосопочник как тип рельефа, представляющий, согласно,

географическому циклу *В.М. Дэвиса* (1899 г.), конечную стадию развития рельефа, но и островные низкогорья и равнины.

Структурную основу рельефа мелкосопочника образует Казахский щит – выступ на дневную поверхность складчато-глыбового палеозойского и допалеозойского фундамента. Морфоструктурная целостность мелкосопочника впервые была отмечена *И.П. Герасимовым* (1943 г.).

По особенностям орографии наблюдаются различия западной и восточной частей мелкосопочника. Первая включает поднятия (Кокшетавская и Улутауская возвышенности) и впадины (равнины Тенгизской впадины), вторая представляет обширное сводовое поднятие – Балхаш-Ертисский водораздел (Центрально-Казахстанский низкогорный пояс).

Одна из главных закономерностей рельефа – ярусность, которая впервые для мелкосопочника была отмечена *Г.Ц. Медоевым* (1946 г.). Исходной поверхностью для формирования ярусов рельефа стал мезозойский пенеплен, фрагменты которого в настоящее время встречаются на разных гипсометрических уровнях.

Современное разнообразие рельефа Казахского мелкосопочника (аккумулятивные и денудационные равнины, островные низкогорья, мелкосопочные возвышенности с реликтами древней денудационной равнины) – результат преобразования мезозойского пенеплена процессами избирательной денудации и аккумуляции в условиях дифференцированных тектонических поднятий.

На севере Сарыарки расположена *Кокшетауская низкогорно-мелкосопочная возвышенность*, структурную основу которой образует каледонский антиклинорий с древним докембрийским ядром. Средняя абсолютная высота возвышенности составляет 250–450 м. Островные массивы мелкосопочника и низкогорий достигают 600–800 м. Наиболее высокий гипсометрический уровень имеют горы Кокшетау с вершиной г. Синюха – 947 м. Они представляют собой узкое дугообразное поднятие длиной около 20 км. Склоны гор крутые, скалистые, с ландшафтами сосновых лесов. Горы резко поднимаются (на 500 м) над прилегающей к ним с внешней и внутренней стороны денудационной равниной. У подножия гор расположены живописные озерные комплексы: озера Имантау, Боровое, Большое и Малое Чебачье, Щучье. Котловины озер тектонического происхождения.

Берега озер отличаются наличием береговых валов, террас и широких плоских прибрежных равнин. К примеру, озера Б. и М. Чебачье имеют пять террас: I – 2–3 м; II – 6–7 м; III – 10–11 м; IV – 15 м; V – 25–30 м. В настоящее время наблюдается понижение уровня озер.

Наиболее древним рельефом являются денудационные реликтовые равнины – пенеплен, с сохранившейся на отдельных участках корой выветривания. На абсолютных высотах – 300–450 м – преобладают мелкосопочник водоразделов и межсочные денудационные равнины. Поверхность гранитных массивов изобилует причудливыми природными скульптурами – формами выветривания.

а)



б)



*Кокшетауская возвышенность
а) островные низкогорья; б) озерные комплексы*

На абсолютных высотах 230–250 м господствуют аккумулятивные равнины: озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиально-делювиальные. Их поверхность расчленена логами и оврагами.

Речные долины Кокшетауской возвышенности имеют радиальное расположение, расходясь во все стороны от группы водораздельных возвышенностей – гор Зерендинских и Кокшетау. Морфологически это долины-ущелья, что указывает на преобладание глубинной эрозии, являющейся отражением продолжающихся тектонических поднятий.

На юг от Кокшетауской возвышенности простираются *равнины Тенгизской впадины* с абсолютными высотами от 300–350 м в центральной части до 400–500 м на востоке. Впадина в плане имеет неправильную овальную форму, вытянутую в широтном направлении. Эта отрицательная унаследованная тектоническая структура, заложение которой относится к началу палеозоя. Фундамент впадины залегает на глубине 2000–2500 м. В течение мезо-кайнозоя здесь происходила аккумуляция осадков, на которых в неоген-четвертичное время сформировался аккумулятивный рельеф. Основными его генетическими типами являются разновозрастные озерные, озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиально-делювиальные равнины.

В центральной – наиболее пониженной части – сосредоточены многочисленные озера, самыми крупными из которых являются Тенгиз и Коргалжино. Озеро Тенгиз, длиной до 80 км, шириной около 30 км, отличается низкими топкими берегами. Наблюдается пляж и три озерные террасы. Происходит формирование современных озерной и озерно-аллювиальной равнин, с многочисленными протоками и сорами. Большие площади заняты ниже-среднечетвертичной озерно-аллювиальной равниной, сложенной глинами, суглинками, с прослоями песков и галечников. Ее наклонная поверхность расчленена оврагами, логами, суффозионными и карстовыми блюдцеобразными понижениями.

Аллювиальные среднечетвертичные равнины образуют широкие междуречья Нуры, Куланутпеса и их притоков в пределах южной и юго-восточной частей впадины. Делювиально-

пролювиальные равнины сформировались по периферии впадины на поверхности пенеплена и в широких межсопочных понижениях на высотах 250–350 м. Их слаборасчлененная поверхность осложнена увалами и холмами.

Наиболее высокий гипсометрический уровень 350–450 м в пределах впадины соответствует денудационным равнинам и увалисто-куполовидному мелкосопочнику, развитому на дислоцированных породах палеозоя.

В пределах Тенгизской впадины широко развит древний меловой карст с залежами бокситов.

Над равнинами Тенгизской впадины возвышаются островные *низкогорья и мелкосопочник Улутауского поднятия* с абсолютными высотами от 500–600 м (мелкосопочник) до 1134 м (вершина гор Улутау). Структурную основу их образует каледонский антиклинорий меридионального простирания, осевую часть которого составляют докембрийские метаморфические породы и разновозрастные гранитные интрузии. Основными типами рельефа являются низкогорья, мелкосопочник и денудационные равнины, аккумулятивные равнины имеют подчиненное значение.

Рельеф гор Улутау представлен разнообразными морфологическими формами в зависимости от литологии горных пород. На гранитах развит рельеф котуртас – шербатые скалы. Он характеризуется сочетанием острых гребней гор с ущельями глубиной до 200–250 м. На сланцах докембрия, эффузивах девона развито грядово-гривистое низкогорье с глубиной расчленения 250–400 м.

Островные низкогорья Улутау ограничены тектоническими уступами, у подножия которых преобладает рельеф мелкосопочника. Выделяют эрозионно-тектонический и денудационный мелкосопочник. Первый в виде линейно-ориентированных зон шириной 12–25 км представлен увалистым мелкосопочником с высотой увалов 30–40 м и длиной 300–400 м. На поверхности гранитов наблюдаются разнообразные формы выветривания. Второй – денудационный мелкосопочник – развит в пределах водоразделов. Его морфологические типы тесно связаны с литологией пород. На известняках сформирован гривистый мелкосопочник, на гранитах – грядовый, «койтас» (овечьи

скалы), песчаникам соответствует рельеф конических холмов. Относительная высота этих форм мелкосопочника изменяется от 60 до 130 м. На склонах речных долин развит приречной мелкосопочник: увалистый, куполовидный, грядово-увалистый.

На западном склоне Улутауского поднятия и южном склоне междуречья Есиля (Ишима) и Сарысу сохранилась мезозойская денудационная равнина – пенеплен с корой выветривания с мощностью до 10 м.

К основным долинам рек, образуя наиболее низкий ярус рельефа, приурочены слаборасчлененные аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины.

Островные низкогорья и мелкосопочник Балхаш-Ертысского водораздела образуют центральную наиболее возвышенную часть Сарыарки. Орографически это сочетание изолированных горных массивов субширотного простирания, расположенных на денудационных равнинах (Центрально-Казахстанский низкогорный пояс). Он сформировался в пределах неотектонического сводово-глыбового поднятия Казахского щита, простирающегося в субширотном направлении более чем на 700 км. Прослеживается изменение морфологии рельефа с запада на восток. На западе (верховья рек Атасу, Моинты, Жаман-Сарысу) расположены островные горы Бугылы (1187 м) и Жаксы-Тагалы (1041 м), которые резко выделяются на фоне денудационной равнины высотой 700 м.

Центральную часть островного низкогорья образуют гранитные массивы: Кызылтас (1327 м), Каркаралинские горы (1403 м), Кызылрай (1565 м), Кент (1469 м), Кошубай (1559 м), которые, согласно *Г.З. Поповой*, (1966 г.) представляют собой кольцевые морфоструктуры. Горные поднятия имеют куполообразные вершины, ограниченные скалистыми склонами. Расчленяющие склоны ручьи имеют типичные черты горных рек – очень узкие глубоко врезанные в граниты русла с многочисленными водопадами (гора Аксаран).

Пьедесталом данных горных массивов является денудационная равнина высотой около 1000 м. В результате процессов избирательной денудации в гранитных массивах формируются причудливые формы рельефа.

На востоке расположен хребет Чингиз северо-западного

простирается. Он состоит из линейно вытянутых горных поднятий: Канн-Чингиз (1145 м), Чингизтау (1078 м) и Акшатау (1305 м) с хорошо сохранившимися участками пенеплена на разных гипсометрических уровнях.

Севернее основного водораздела над денудационными равнинами возвышаются горы: Баянаульские (1072 м), Кызылту (1055 м), Нияз (834 м), Куу (1366 м), Семизбугы (1049 м) и Дегелен (1085 м).



Каркарагинские горы



Формы выветривания гранитных массивов

По периферии низкогорий в пределах междуречий широко распространен мелкосопочник на осадочно-вулканогенных породах девона и карбона. В современном рельефе на

разрушенных девонских вулканах сохранились куэстовые гряды, некки – столбообразные останцы лавы, заполняющей жерла древнего вулкана.

В целом морфология мелкосопочника тесно связана с литологией горных пород. Развита увалистый, грядовый, грядово-грядистый, куполовидный, увалисто-куполовидный мелкосопочник.

Среди низкогорья и мелкосопочника денудационных равнин развиты четвертичные аккумулятивные (делювиально-пролювиальные и аллювиально-пролювиальные) равнины, расчлененные руслами временных водотоков. На их поверхности встречаются сорово-дефляционные понижения глубиной до 0,5–1,5 м.

На юг от Ертис-Балхашского водораздела расположены денудационные равнины – *пенеплен Северного Прибалхашья* с локальным мелкосопочником и отдельными горными возвышенностями. Денудационные равнины расположены на высотах от 600 до 340 м (побережье оз. Балхаш). Поверхность их осложнена морфологически разнообразными островными горными массивами. Особое значение имеют кольцевые морфоструктуры плутоно-вулканического (горы Бектауата) и метеоритного (горы Шунак) происхождения. Для кольцевых структур характерно концентрическое устройство рельефа и других компонентов ландшафта.



Горы Бектауата

Гранитный массив Бектаута расположен в 70 км севернее г. Балхаш. В результате экзогенных процессов (выветривание, дефляция, гравитационно-склоновые процессы) здесь сформировались уникальные формы рельефа – гранитные скульптуры: «черепаша», «крокодил», каменные блюда, пещеры (пещера Аулие).

Метеоритный кратер Шунак расположен в 40 км к западу от железнодорожной станции Моинты (северное Прибалхашье). В плане он представляет четкое изометрическое кольцо с внутренним диаметром 3,1 км и глубиной 400 м, с абсолютными высотами до 1100 м. Шунак образован в девонских вулканических отложениях. Его возраст 12 млн лет (Б.С. Зейлик, 1995 г.). Дно кратера заполнено неогеновыми глинами, склоны кратерного вала расчленены густой сетью радиальных промоин и оврагов.



*Метеоритный кратер
Шунак*

Речные долины данного региона разновозрастные: древние и современные. Формирование древних долин относят к мелологоценному времени. Это в основном погребенные речные долины, имеющие ширину от 5–10 до 20–30 км, а глубину от 30–70 до 90–160 м. Современные реки Моинты, Токрау, Жамшы, приуроченные к древним речным долинам, имеют узкие, слабо выраженные долины.

Образование низкогорно-мелкосопочного рельефа в Центральном Казахстане продолжается и в настоящее время в условиях дифференцированных тектонических поднятий и эрозионного расчленения.

Горные территории

Горные системы Казахстана относятся к двум орогенным поясам: меридиональному Уральскому и широтному Центрально-азиатскому. К первому принадлежит южная оконечность Урала

– горы Мугоджары, занимающие незначительную площадь среди равнин и плато Западного Казахстана. Второй орогенный пояс включает горные системы юго-восточной части нашей республики.

V. Горы меридионального Уральского складчатого пояса на территории Казахстана представлены своим южным окончанием, включающим горы Мугоджары и Зауральский пенепплен.

Мугоджары расположены между денудационными равнинами Подуральского плато на западе и Торгайского плато на востоке. Это меридионально ориентированное горное поднятие протяженностью с севера на юг около 450 км, состоящее из двух почти параллельных хребтов, разделенных Берчогурской внутригорной впадиной. Такие особенности орографии Мугоджар определены складчатой тектонической структурой – меридиональными антиклинориями и синклинориями. В строении рельефа участвуют породы докембрия и палеозоя: гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, граниты, песчаники, конгломераты.

Низкогорье Западных Мугоджар представлено массивами гряд, ориентированных с севера на юг. Гряды осложнены сопками, увалами, разделены неширокими понижениями и долинами временных водотоков. Преобладающая ориентировка элементов форм рельефа зависит от геологического строения и тектоники. Высшей точкой Мугоджар является гора Большой Боктыбай (657 м), а преобладающие их высоты 400–500 м. Вершины гор плоские, представляющие собой реликты древней поверхности выравнивания, часто с корой выветривания.

Поверхность Берчогурской внутригорной впадины шириной 15–20 км представлена денудационной холмистой равниной с абсолютными высотами от 250 до 350 м. Относительные превышения холмов от 5 до 20 м.

Для Восточных Мугоджар характерна ярусность рельефа, состоящая из разновозрастных поверхностей выравнивания. Поверхность, фиксированная корой мелового возраста, расположена на высоте 340–400 м. Денудационная олигоценовая поверхность соответствует высотам 290–340 м, неогеновая поверхность – 240–300 м и позднеплиоценовая – 180–250 м.

Южной оконечностью Мугоджар является Шошқакульская холмистая возвышенность с максимальной высотой 404 м (г. Музбель).



Западные Мугоджары (близ станции Жем)

Мугоджары расчленены широтными или субширотными долинами рек бассейна Эмбы и Иргиза глубиной от 50–70 м до 120–180 м.

Зауральский пепелен расположен западнее равнин Тургайского плато. По тектоническому разлому он приподнят над прилегающими с востока равнинами Тургайского прогиба. Его абсолютные высоты достигают 300–400 м. Поверхность

пенеплена срезает складчатые породы Урало-Тобыльского антиклинория. Пенеплен сформировался на сложном складчатом комплексе осадочных, эффузивных и интрузивных пород палеозоя. Складчатое основание перекрыто мощной корой выветривания. Его поверхность представляет собой плоскую или слабоволнистую равнину с отдельными останцовыми куполовидными сопками, холмами, увалами с относительными высотами до 70–100 м. На склонах речных долин р. Тобыла и его притоков в результате эрозионного расчленения складчатого основания сформировался молодой приречной мелкосопочник. Равнинные участки древнего пенеплена хорошо сохранились на междуречьях.

Эпиплатформенные складчато-глыбовые горы Юго-Восточного Казахстана являются составной частью Центральноазиатского горного пояса, который протянулся в субширотном направлении от Тянь-Шаня на западе до Станового хребта на востоке. Они представлены горными системами Тянь-Шаня, Жетысуского (Джунгарского) Алатау, Тарбагатая, Саура, Алтая и разделяющими их межгорными впадинами: Илейской, Алакольской, Зайсанской.

Первая обобщающая монография о рельефе гор Юго-Восточного Казахстана была опубликована в 1945 г. (*М.С. Калецкая, Г.М. Авсюк, С.М. Матвеев* «Горы Юго-Восточного Казахстана»). Современные представления о рельефе, истории их формирования, эколого-геоморфологических процессах отражены в региональных публикациях геологов, геоморфологов, гляциологов второй половины XX и начала XXI столетия: *Н.Н. Костенко, З.А. Сваричевская, Ю.П. Селиверстов, М.Ж. Жандаев, Л.К. Диденко-Кислицина, Б.Ж. Аубекеров, Л.К. Веселова, Е.Н. Вилесов, В.П. Бочкарев, П.А. Черкасов, Е.А. Финько* и др. Одной из последних обобщающих работ является книга «Рельеф Казахстана», часть вторая (1991 г.), авторами которой являются *А.В. Вислогузова, М.В. Владимиров, А.И. Гуськова, А.Р. Медеуов, Э.И. Нурмамбетов, Г.М. Потапова, А.С. Сарсеков*.

Горы сформировались на складчатых каледонских и герцинских структурах в неоген-четвертичное время. Начало формирования их относится к олигоцену – времени соединения субконтинента Индостан с Евразией. В результате движения

литосферных плит на конвергентных границах происходят процессы сжатия литосферы – орогенез. Линейная скорость движения на границе Евразийской и Индостанской плит за последний миллион лет достигает 5,1 см/год. В поясе сжатия на участке молодой эпигерцинской платформы происходило формирование горного рельефа Юго-Восточного Казахстана.

Структурную основу рельефа образуют горст-антиклинали и грабен-синклинали. Первые соответствуют хребтам, вторые – межгорным впадинам.

Разнообразие геоморфологических систем отражает сложность их формирования и гетерогенность строения. Современные морфогенетические типы и формы горного рельефа сформировались в результате взаимодействия дифференцированных тектонических поднятий и процессов экзоморфогенеза: оледенения, речной эрозии и аккумуляции, гравитационно-склоновых процессов.

VI. Горы Юго-Восточного Казахстана отличаются широким распространением реликтов донеогенового ледникового периода, формами рельефа древнего и современного оледенения, аккумулятивными равнинами многочисленных внутригорных впадин, повышенной сейсмичностью.

Горные системы Казахстанского Алтая расположены на крайнем востоке нашей республики. По особенностям геолого-геоморфологического строения, истории развития, дифференциации природно-территориальных комплексов выделяют Калбинский хребет, Южный и Рудный Алтай. Высшая точка Алтая – гора Белуха (4506 м) Катунского хребта – расположена на границе Казахстана и Алтайского края Российской Федерации. Для Алтая характерно сочетание выровненных вершин и крутых склонов, расчлененных ущельями многочисленных рек.

Название «Алтай» происходит от тюрко-монгольского слова, означающего золото. Геоморфологическому строению казахстанской части Алтая посвящены работы *В.А. Обручева, Н.Г. Кассина, В.П. Нехорошего, Ю.П. Селиверстова, З.А. Свиричевской, В.С. Ерофеева, В.М. Мацуя* и других.

Южный Алтай образуют хребты: Нарымский (2533 м), Курчумский (2645 м), Сарымсақты (3373 м), Тарбағатай

(2500 м), Азутау (2833 м) и Южный Алтай (3483 м). Между хребтами Курчумским и Азутау на высоте 1449 м расположено живописное оз. Маркаколь площадью около 460 км², тектонического происхождения (грабен).



Южный Алтай. Гора Белуха

Основными типами рельефа являются высокогорья с формами древнего и современного оледенения. Они представлены типично альпийским рельефом: скалистые вершины – карлинги, 2-ярусные цирки, кары, трюги, нунатаки, моренные валы и др. Значительные площади занимают реликты древнего мезозойского пенеплена. Они образуют водоразделы Южного Алтая – высокогорные плато с обширными полями каменных морей, гольцовыми тундрами (гольцы – поверхности, расположенные выше границы леса, сложенные плотными кристаллическими породами). На гребнях хребтов, междуречьях выше 2000–2500 м распространена вечная мерзлота.

Среднегорный рельеф отличается пологими плоскими вершинами с развитием каменных рек – курумов, ледниковых форм рельефа среднечетвертичного оледенения. Широко развиты осыпи, на склонах – солифлюкционные формы рельефа.

В низкогорьях преобладает грядовый, холмистый и холмисто-грядовый рельеф с глубиной расчленения до 300 м.



Природные скульптуры Алтая – «гриб боровик»

Хребты Южного Алтая разделены внутригорными впадинами: Бобровской, Каракабинской, Маркакольской, Рахмановской и др. Их основными типами рельефа являются ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные расчлененные, холмистые равнины. Рахмановская впадина находится у подножия южного склона Катунского хребта – горы Белухи на высоте 1600–1700 м. Поверхность впадины расчленена неглубокими озёрами: Язевое (длина 3 км, ширина 0,8 м). Рахмановское (длина 2 км, ширина 1 км). На базе минеральных источников здесь действуют оздоровительные комплексы (Рахмановские ключи).

Южный Алтай от Рудного отделяет широтная Нарымо-Бухтарминская впадина. Ее абсолютные высоты изменяются от 1000–1200 м на востоке до 400–500 м на западе. Протяженность впадины составляет около 170 км, ширина изменяется от 5 до 15 км. Меридиональными перемычками впадина разделяется на ряд более мелких впадин: Урыльскую, Чингизстайскую, Катон-Карагайскую, Верхне-Нарымскую.

Рудный Алтай объединяет хребты Тигерецкий (2299 м), Холзун (2599 м), Листвяга (2578 м) (по ним проходит граница Казахстана) и широтно-вытянутые – Убинский (1067 м), Ульбинский (1895 м) и Ивановский (2776 м). Характерной особенностью Рудного Алтая является широкое распространение

реликтов древнего пенеplена, занимающих разные гипсометрические уровни. Древний пенеplен представляет собой выровненные водоразделы междуречий.



Озеро Язвовое



Озеро Рахмановское

Основные типы рельефа представлены грядовым среднегорьем с различными формами эрозионного и ледникового расчленения. Широко представлены в Рудном Алтае вершинные поверхности междуречий, расположенные выше границы леса, на которых летом сохраняются снежные поля, называемые белками (Ивановские Белки). Сохранились ледниковые формы

рельефа – трог, цирки, кары, моренные гряды. Встречаются курумы и туфуры, образование которых связано с процессами морозного выветривания и солифлюкции.

Аккумулятивные равнины Рудного Алтая развиты в пределах Зырянской, Лениногорской внутригорных впадин, выполненных глинистыми и песчано-глинистыми отложениями палеогена, неогена и четвертичного возраста.

Калбинский хребет расположен к западу от р. Ертис, являясь естественным продолжением Казахстанского Алтая. Его длина составляет около 250 км, а максимальная высота 1608 м (гора Сарышоки). По особенностям орографии выделяется возвышенная восточная часть хребта и более низкая – западная. Восточная часть сложена гранитами, сланцами, известняками. Отличается низкогорным рельефом с абсолютными высотами 700–1300 м. В водораздельной части горные вершины достигают 1400–1600 м. Поверхность состоит из нескольких параллельных горных гряд, разделенных небольшими понижениями – впадинами или речными долинами. Водоразделы имеют платообразный характер, склоны расчленены глубокими долинами рек: Кулуджуна, Лайлы, Большая Буконь и др.

Западная часть Калбы отличается низкогорно-мелкосопочным рельефом с пологими склонами, широкими террасированными долинами рек Кызылсу, Кокпектинка и их притоками. Среди причудливых «скульптур» гранитных массивов на высоте около 800 м расположены небольшие Сибинские озера – прекрасные природные объекты туризма.

Тарбагатай (от тюрско-монгольского *тарбаган* – сурок) - широко ориентированная горная система, расположенная к югу от Зайсанской впадины. Перевал Хабарасу разделяет Тарбагатай на Западный и Восточный. В пределах Казахстана расположен Западный Тарбагатай и северный склон Восточного Тарбагатая. Это типичный среднегорный хребет длиной около 300 км, шириной от 15-20 на востоке до 100 км на северо-западе, максимальной высотой 2991 м (гора Жалаулы). На запад постепенно происходит снижение высоты от 2900 до 900-1000 м. Характерно асимметричное строение хребта: южный склон короткий и крутой, северный – пологий, осложненный чередованием поднятий и внутригорных впадин. От равнин Зайсанской

и Алакольской впадин отделен хорошо выраженными в рельефе тектоническими уступами высотой до 500–700 м.



Калбинский хребет. Сибирские озёра



Хребет Западный Тарбагатай

Основные типы рельефа: складчато-глыбовые среднегорья и низкогорья, мелкосопочные предгорья, равнины – Сарсазанской, Некрасовской, Подгорненской, Нарынской, Акжайской внутригорных впадин. Рельеф среднегорья, низкогорья и предгорья сформировался на дислоцированных породах палеозоя (туфы, порфириды, кварциты, песчаники, известняки, конгломераты, алевролиты). Широко развиты интрузивные

породы, образующие ряд массивов с характерными для них формами выветривания. Распространены массивы гранитных интрузий: Акжайляуский, Окпектинский, Батпакский, Койтаский, Подгорненский. В строении внутригорных и предгорных равнин участвуют глины, суглинки, супеси, валунно-галечники, конгломераты неогена и четвертичного возраста.

В наиболее возвышенной водораздельной части хребта развит донеогеновый пенеplen. Среднегорье грядовое и грядово-гривистое преобладает на южном склоне хребта. Гривы и гряды четко выражены в рельефе и ориентированны в направлении стока вод. Высота их достигает 300–400 м, а крутизна склона 30–50 градусов. Низкогорье увалистое и увалисто-грядовое характерно для пологого северного склона. В пределах междуречий хорошо сохранились останцы донеогенового пенеplена (*Шупарская*, 1966 г.).

У подножия южного склона расположено денудационное предгорное плато – своеобразный тип рельефа Тарбагатая. Наиболее низкое гипсометрическое положение занимают предгорные аллювиально-пролювиальные равнины с овражным расчленением.

В Тарбагатае современное оледенение отсутствует, сохранились только следы долинного верхнечетвертичного оледенения в водораздельной части хребта: цирки, выполненные мореной, трог в верховьях рек Акшока, Кельдымурат, Нарын длиной до 5-7 км. В речных долинах развиты поймы и комплекс 3-4 надпойменных террас. Уникальны скульптурные травертиновые террасы речных долин Тарбагатая (бассейн р. Акшока и ее притоки).

На высотах 2200-2700 м широко представлены солифлюкционные формы рельефа.

Горные системы Саура расположены к югу от равнин Зайсанской впадины, восточнее Тарбагатая, который отделен от них Чиликтинской впадиной. На территории Казахстана представлена только западная часть Саура. Она состоит из наиболее возвышенного водораздела – горной группы Мустау (3816 м), хребтов Сайкан и Манрак (с абсолютными высотами от 900 до 2000 м), а также Кендерлыкской внутригорной впадины.

Хребет Саур представляет собой асимметричное поднятие с крутым и коротким южным склоном, пологим и длинным – северным. Рельеф хребта характеризуется разнообразием типов и форм. Широко развиты выровненные поверхности - пенеплен, поднятый в результате разрывных неотектонических движений на разные гипсометрические уровни. Они занимают одну третью площади хребта. В высокогорье мезозойский пенеплен образует поверхности междуречий с ледниковой обработкой, ландшафтами медальонной тундры.



Саур. Предгорный и среднегорный ярусы рельефа

В Сауре четко выражена ярусность рельефа. В высокогорье на высотах 3700–3800 м развито современное оледенение и хорошо сохранились формы более древнего, среднечетвертичного оледенения. Все ледники сосредоточены в пределах горного узла Мустау (Ю.П. Селиверстов.). Формами рельефа древнего и современного оледенения являются морены, цирки, кары, трогии рек Уйдене, Чаганобо и их притоков. В низкогорье, сложенном эффузивно-осадочными верхнепалеозойскими породами, на абсолютных высотах до 1500–1700 м развит куэстовый рельеф.



Саур. Медальонная тундра поверхности пенеplена (высокогорье)

Широтно ориентированная Кендерлыкская впадина длиной 30–35 км с севера ограничена низкогорьем хребта Сайкан. Она характеризуется развитием холмисто-увалистой денудационной равнины, перекрытой у подножия тектонических уступов делювиально-пролювиальными шлейфами.

В предгорьях *хр. Манрак* (абсолютные высоты 600-900 м) на глинистых отложениях палеогеннеогена сформирован холмисто-грядовый рельеф, на отдельных участках расчлененный до состояния бедленда.

У северного подножия тектонических уступов Сайкана, Манрака расположены наклонные средне-верхнечетвертичные аллювиально-пролювиальные равнины.

Для Саура характерны тектонические формы рельефа, выраженные в виде линейно ориентированных трещин, понижений, сейсморов, образование которых связано с проявлением современных землетрясений (Зайсанское землетрясение 14 июня 1990 г.).

На юг от равнин Алакольской впадины расположена горная система *Жетысуского (Джунгарского) Алатау*, состоящая из хребтов и разделяющих их внутригорных впадин, вытянутых в широтном направлении. По особенностям орографического строения выделяют два водораздельных хребта: Северный хребет и Южный хребет. Они разделены Коксу-Бороталинской впадиной. В верховьях рек Коксу и Боротала хребты образуют

единый горный узел с максимальными вершинами – г. Бесбакан (4622 м).

Длина Жетысуского Алатау около 450 км при ширине 250 км. Северный хребет представлен системой широтно ориентированных хребтов и внутригорных впадин. Характерные особенности орографии хребта – ярусное строение (ступенчатость).

Самый низкий ярус рельефа образуют предгорные равнины, расположенные на высотах 600–800 м. Второй ярус – предгорья, на высотах 800–1000 м. Третий ярус составляют низкогорные массивы Чибынды, Буланбай, Эшки-Ольмес и др., высотой 1500–1600 м. Следующая ступень – горы Кунгей, Жаман-Котуртас, Маркатау, Жильды-Карагай высотой 2000–2500 м. Выше расположен ярус, включающий: Баскантау, Саркандтау, Тастау, Мыншукур с высотами 2800–3500 м. Наиболее высокий ярус представлен водоразделом с высотами 3500–4000 м.

Ярусы отделены друг от друга внутригорными впадинами широтного простирания. Поверхности впадин понижаются относительно друг друга с юга на север. К примеру, Айдаусайская впадина расположена на высоте 2200–2400 м, севернее ее Теректинская – уже на 1400–1500 м и т.д.

На юг от главного водораздела также хорошо выражена ярусность рельефа. Горы Долантау, Катутау образуют ярус высотой 1100–1900 м; Шаган, Малайсары – 1500–2500 м; хребет Алтынемель – 2000–3200 м.

В тектоническом отношении Жетысуский (Джунгарский) Алатау представляет сводово-глыбовое поднятие, состоящее из горстов и грабенов, четко выраженных в рельефе. Они сформировались на складчатом палеозойском фундаменте (кристаллические сланцы, мраморизованные известняки, яшмы, песчаники, известняки, алевролиты, туфы, туфобрекчии). Широко развиты интрузии гранитов.

Предгорья и внутригорные впадины сложены отложениями кайнозоя (глины, песчаники, гравилиты палеогена и неогена, лёссовидные суглинки, валунно-галечники, конгломераты – четвертичного возраста).

В Жетысуском Алатау развито более 30 внутригорных

впадин, большинство из которых сосредоточены в пределах Северной Джунгарии: Колпаковская, Теректинская, Айдаусайская, Копал-Арасанская и др.

Отличительной особенностью геоморфологического строения Жетысуского (Джунгарского) Алатау является наличие на поверхности разных гипсометрических уровней пенеплена, перекрытого палеоген-неогеновыми глинами, четвертичными моренами (хребет Тастау, 3000 м).

Основные типы горного рельефа: увалистое, увалистогрядовое низкогорье с глубиной расчленения до 100 м; среднегорье – грядовое, гривистое, грядово-гривистое с глубиной расчленения до 500 м с формами рельефа древнего оледенения (моренами, трогами, цирками); высокогорье – интенсивно расчлененное с пикообразными и платообразными вершинами, комплексом ледниковых форм рельефа современного оледенения.

Предгорья Жетысуского Алатау в пределах Северного и Южного хребтов различны. На севере преобладают платообразные, увалистые предгорья – адыры, сложенные флювиогляциальными суглинками, валунно-галечниками. На юге в строении предгорий участвуют песчано-глинистые отложения, глины палеоген-неогена. Поверхность их интенсивно расчленена до состояния бедленда (Актау, Койбын, Катутау).

Прилавки сменяются предгорными аллювиально-пролювиальными равнинами-конусами выноса многочисленных рек, берущих начало в водораздельной части хребтов.

Своеобразен рельеф внутригорных впадин. Кроме аккумулятивных (моренных, флювиогляциальных, аллювиально-пролювиальных, делювиально-пролювиальных) наблюдаются также денудационные равнины – пенеплен (Капал-Арасанская впадина). Все впадины ограничены тектоническими склонами. В их долинах развито от 3–4 аккумулятивных надпойменных террас до 5–6 скульптурно-аккумулятивных террас. На коренных склонах развиты осыпи.



Делювиально-пролювиальная равнина Лепсинской впадины



Осыпи в долине р. Тохты

К уникальным особенностям морфологического строения Северной Джунгарии относятся проявления грязевого вулканизма (Колпаковская впадина, долина р. Тентек).

Дискуссионными являются вопросы количества и возраста оледенений Джунгарского Алатау. Выделяют от двух до пяти оледенений (Л.К. Диденко-Кислицына, П.А. Черкасов, Н.Н. Костенко, Б.Ж. Аубекеров, Е.Н. Вилесов). Наиболее древним считают полупокровное эоплейстоценовое оледенение и три горнодолинных: среднечетвертичное, верхнечетвертичное и современное. В настоящее время происходит распад, деградация ледников.

Тянь-Шань (в переводе с китайского «Небесные горы») является одной из наиболее крупных горных систем Центральноазиатского горного пояса, протяженностью с запада на восток до 3000 км и максимальной шириной 400 км. На территории Казахстана расположены хребты и впадины Северного и Западного Тянь-Шаня.

Северный Тянь-Шань включает широтно ориентированные горные поднятия – Узынкара (Кетмень), Илейский и Кунгей Алатау, Киргизский хребет, Айтау (Шу-Илейские горы), а также внутригорные впадины – Кегенская, Текесская, Жаланашская, Согетинская. Хребты сложены осадочными, метаморфическими и магматическими породами докембрия и палеозоя (сланцы, мрамор, гнейсы, известняки, граниты, сиениты, туфы, порфириды). Во внутригорных впадинах развиты осадочные образования кайнозоя (глины, песчаники, пески, лёссовидные суглинки, валунно-галечники).

В течение мезозоя и палеогена были разрушены горные герцинские системы пра-Тянь-Шаня и сформировалась денудационная равнина – пенеппен, который явился основой образования современного горного рельефа. Современную структурную основу рельефа представляют горст-антикли-нории, ступенчатые горсты и грабены. Поверхность пенеппена в результате проявления сводово-глыбовых деформаций по разломам была поднята на различную высоту, образуя до 7 ярусов рельефа, отделенных друг от друга тектоническими уступами.

Центральным высокогорным хребтом Северного Тянь-Шаня является *Заилийский Алатау* (теперь его стали называть *Илейский*)*. От Джунгарского (теперь – Жетысуского) Алатау его отделяет Илейская межгорная впадина. Протяженность хребта с запада (долина р. Шу) на восток (долина р. Шарын) составляет 300 км, ширина – 35-40 км. Южную границу образуют долины рек Шелек и Чон-Кемин. В междуречье Каскелен и Тургеня наблюдаются максимальные высоты (пик Талгар – 4973 м).

* Впервые топонимы «заилийский» и «джунгарский» предложил П.П. Семёнов в 1856 г. Эти названия широко использовал Ч. Валиханов и более 150 лет другие исследователи этих гор.

В восточной части Заилийского Алатау происходит миграция хребта, образуются три системы горных поднятий: на севере горы Караш, Бакай, Согеты, Богетты; южнее хребет Торайгыр; далее плоскогорье Далашик. Они разделены между собой Согетинской, Жаланашской и Ассинской внутригорными впадинами.

В строении осевой части хребта участвуют протерозойские гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты. Основными породами палеозоя являются магматические, осадочные и метаморфические (порфириты, песчаники, алевролиты, сланцы, известняки). Как и в Жетысуском Алатау, для Илейского хребта характерна ярусность рельефа, обусловленная разрывными неотектоническими движениями.

Основные типы рельефа: предгорья (прилавки), низкогорья, среднегорья и высокогорья ограничены тектоническими уступами. Предгорья с абсолютными высотами 900–1200 м сложены лёссовидными суглинками и флювиогляциальными валунно-галечниками. Морфологически это грядовый рельеф с хорошо выраженными долинами временных водотоков. У подножия их развиты наклонные предгорные аллювиально-пролювиальные равнины.

Низкогорья, где хорошо сохранились участки пенеплена, представлены увалисто-грядовым рельефом с абсолютными высотами 1000–2000 м. В среднегорье (2000–3000 м) преобладает грядовый рельеф с формами древнего оледенения. На склонах развиты осыпи, обвалы, тектонические рвы. Междуречья образуют поверхности пенеплена. На абсолютных высотах 3000–4500 м и более развит типичный альпийский высокогорный рельеф с ледниками и озерами. Он отличается наличием обширного современного оледенения, выровненных участков – пенеплена, преобладанием ледниковых мерзлотных процессов и соответствующих им форм рельефа: кары, цирки, морены, моренные озера, каменные глетчеры.

К опасным, часто катастрофическим рельефообразующим процессам Илейского Алатау, как и для всех высокогорных хребтов Тянь-Шаня, относятся землетрясения и селевые потоки. Особенно селеопасными являются реки Шелек, Есик, Большая и Малая Алматинки, Аксай, Каскелен. Чрезвычайно разруши-

тельным был «иссыкский сель 1963 г.», в результате которого была уничтожена жемчужина Илейского Алатау оз. Есик.



Илейский (Заилийский) Алатау, Большое Алматинское озеро

Для защиты г. Алматы от разрушительного действия стихии в 70-х годах прошлого века в районе Медео построена противоселевая плотина.



Заилийский Алатау, селевые отложения в долине р. Б. Алматинки

Восточнее Согетинской внутригорной впадины Илейского Алатау расположены Кегенская и Текесская впадины, отделяю-

щие Северный Тянь-Шань от Центрального Тянь-Шаня. В тектоническом отношении они представляют собой грабен-синклинали, ограниченные тектоническими уступами хребтов. Впадины выполнены мезокайнозойскими отложениями, на которых сформировались аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные равнины.

В пределах впадин долины рек Текес, Шалкодесу, Шарын представлены различными морфологическими типами: террасированными участками, коньонами, ущельями. В Жаланашской впадине долина р. Шарын образует один из наиболее красивых каньонов глубиной до 300 м, со своеобразными природными скульптурами, являющимися объектом туризма.

Южнее Текесской впадины расположен высочайший горный массив Хан-Тенгри.



Природные скульптуры в долине р. Шарын

Горы Айтау (Шу-Илейские) отделяют Илейский Алатау от мелкосопочника Сарыарки. Они состоят из системы горных поднятий, разделенных линиями тектонических уступов, включая горы Доланкара, Кульджабасы, Хантау, Айтау, Жамбыл, Булаттау. Средняя высота гор – 800–1000 м, а максимальной высоты здесь достигает гора Соран – 1800 м.

Горы Айтау асимметричны: западный склон крутой, восточный – пологий. Структурную основу рельефа образуют

ступенчатые горсты. Они сложены протерозойскими и нижнепалеозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами, известняками, песчаниками, эффузивами и их туфами, гранитами.

Основными типами рельефа являются низкогорья, реликты мезозойского пенеплена, предгорные делювиально-пролювиальные равнины. Пенеплен образует основную водораздельную поверхность и поверхности междуречий. Системой разломов выровненные поверхности гор приподняты на разную высоту.

Низкогорье представлено различными морфологическими типами: грядово-гривистое, грядово-увалистое, увалистое. Увалистый рельеф наиболее широко распространен на восточном склоне Айтау (Шу-Илейских гор). Преобладают увалы высотой 30–40 м и длиной 0,7–1,5 км. В горах Жамбыл, Хантау, Булаттау прослеживается ориентировка гряд и грив с юго-востока на северо-запад. Их относительная высота 250–300 м. Склоны сильно расчленены сухими ущельями и глубокими логами.



Горы Хантау. Урочище Сункар

У подножия горных поднятий широко распространены шлейфы конусов выноса, образующие предгорные равнины, расчлененные логами.

В урочище Тамгалы (173 км к северо-западу от Алматы) создан ландшафтно-археологический комплекс в целях охраны

древних наскальных изображений – петроглифов. В 2004 г. он включён в Список Всемирного культурного и природного наследия ЮНЕСКО.



Урочище Тамгалы. Петроглифы

Кунгей Алатау является одним из высокогорных хребтов Северного Тянь-Шаня (г. Чоктал – 4771 м). К территории Казахстана относится северо-восточная часть северного склона хребта. Главный водораздел является границей Казахстана и Кыргызстана. Хребет имеет асимметричное строение: южный склон, обращенный к Иссыккульской межгорной впадине, крутой и короткий, а северный – сравнительно пологий и широкий.

В геологическом строении принимают участие метаморфические и эффузивно-осадочные породы протерозоя и палеозоя (кристаллические сланцы, гнейсы, мрамор, известняки, туфы и др.). В среднегорье развиты отложения неогена.

Для района, как и для всего Тянь-Шаня, характерна тектоническая активность. Об этом свидетельствуют многочисленные обвалы, оползни, разрывные нарушения в четвертичных моренах.

Основными типами рельефа, образующими его морфологическую ярусность, являются альпийский высокогорный рельеф с развитием современного оледенения, высокогорный рельеф с древнеледниковыми формами и интенсивным

эрозионным расчленением. В пределах высокогорий развиты холмистые, увалистые морены, каменные глетчеры, напорные террасы, валы и др.

В среднегорье (2300–3000 м) преобладает грядово-гривистый рельеф, в пределах междуречий хорошо сохранились реликты пенеплена. Склоны хребта расчленены субмеридиональными долинами рек: Курменты, Саты, Кольсай, Каинды. В верховьях они представляют собой трог, которые вниз по течению сменяются эрозионными ущельеобразными участками долин.

Одной из географических достопримечательностей северного склона Кунгей Алатау являются горные озёра. По генезису они подразделяются на два типа – обвальные и моренные. К озёрам обвального типа относятся живописные, обрамленные крутыми лесистыми склонами, озёра в долинах рек Кольсай (3 озера) и Каидны (1 озеро). Многочисленные моренные озёра расположены в ледниковых цирках и трогах верховьев рек Кольсай, Орта-Мерке, Кенсу и др.

В известном путешествии 1856–1857 гг. *П.П. Семёнов* исследованием хребта *Кетмень (Узынкара)* положил начало изучению Тянь-Шаня. Хребет *Узынкара* расположен на восток от Илейского Алатау и отделен от него долиной р. Шарын. В Казахстане находится западная часть хребта, а восточная – в Китае. Длина хребта около 300 км, ширина 40–50 км. Высшая точка – гора Небесная (3650 м) – расположена вблизи государственной границы. Единый на востоке, на западе *Узынкара* разделяется на горы Кулуктау и Темирлик.

Хребет имеет асимметричное строение: южные склоны короткие, северные – интенсивно расчленены многочисленными меридиональными узкими и глубокими ущельями рек. Водораздельная поверхность почти повсеместно ровная со следами ледниковых процессов. Долины рек представляют труднопроходимые ущелья с крутыми скалистыми склонами, у подножия которых развиты глыбовые осыпи. На разных гипсометрических уровнях сохранился пенеплен.



Кунгей Алатау, оз. Кольсай

В геологическом строении хребта преобладают эффузивные и осадочные породы. Распространены также гранитные массивы. В структурном отношении это горст-антиклинорий, ограниченный четко выраженными тектоническими уступами. Морфологически Кетмень является высокогорным хребтом с хорошо выраженной ярусностью рельефа. На высотах 3000–3600 м развит высокогорный рельеф с формами древнего оледенения: цирки, трог, морены. Современные ледники отсутствуют. На абсолютных высотах 2000–3000 м господствуют среднегорные типы рельефа также со следами древнего оледенения. От высокогорий среднегорья отделены субширотными тектоническими уступами высотой 500–1000 м. Грядово-увалистое низкогорье преобладает в горах Кулуктау (1800 м).

Киргизский хребет широтно ориентирован и в Казахстане представлен только западной частью северного склона с абсолютными высотами до 3700 м. В геологическом строении участвуют допалеозойские метаморфические породы и граниты, а также осадочные образования палеозоя: песчаники, известняки, конгломераты. По сейсмическому районированию данная территория относится к 8-балльной сейсмозоне.

Основная морфологическая особенность рельефа – ярусность. Высокогорья (3000–3700 м) с формами современного оледенения и выровненными участками водоразделов – реликтами пенеплена сменяются грядово-гравистым среднегорьем

(2000–3000 м) с формами древнего оледенения. На высотах 1000–2000 м развито грядово-увалистое низкогорье. Ниже расположены увалистые предгорья и наклонные предгорные равнины с овражно-балочным расчленением, сложенные четвертичными лёссовидными суглинками, супесями и валунно-галечниками.

Западный Тянь-Шань в пределах Казахстана состоит из хребтов широтного (Таласский Алатау) и юго-западного простираения (Угамский, Пскемский, Майдантальский, Каржантау, Каратау). В изучении геологии и геоморфологии Западного Тянь-Шаня большая роль принадлежит региональным и тематическим исследованиям *В.Н. Вебера, Д.В. Наливкина, В.В. Галицкого, В.Ф. Беспалова, В.Н. Разумовой* и другим.

В структурном отношении горные системы Западного Тянь-Шаня представляют собой неотектонические горст-антиклинории, состоящие из отдельных горстов и грабенов, отчетливо выраженных в рельефе.

Таласский Алатау – высокогорный хребет с развитыми формами древнего и современного оледенения. Значительные площади занимают снежники и фирновые поля, которые часто спускаются по крутым северным склонам до высоты 2000 м. В западной оконечности хребта расположен самый первый в Казахстане заповедник Аксу-Жабаглы, организованный в 1926 г.



Западный Тянь-Шань. Таласский Алатау

Хребты *Искемский* (г. Бенштур, 4208 м), *Угамский* (г. Тенар, 3560 м), *Майдантальский* (4200 м) и *Каржантау* (г. Мынбулак, 2835 м) в пределы Казахстана заходят лишь крайней юго-западной частью. Их разделяют долины одноименные рек, приуроченные к линиям тектонических разломов.



Заповедник Аксу-Жабаглы

Среди основных типов высокогорного рельефа преобладает альпийский рельеф с формами современного и древнего оледенения. В интенсивно расчлененных среднегорьях и низкогорьях наблюдается сочетание гривистого и грядового рельефа с реликтами мезозойского пенеплена – исходной поверхности их формирования в неоген-четвертичное время.

Угамский хребет расположен на границе Казахстана и Узбекистана. Это юго-западный отрог Таласского Алатау длиной около 100 км. В строении рельефа участвуют верхнепалеозойские известняки, кварциты, сланцы. Хорошо выражены останцы мезозойского пенеплена, образующие вершинные поверхности низкогорья и среднегорья. В водораздельной части хребта развиты снежники и небольшие ледники. Для участков, сложенных известняками, характерны карстовые формы рельефа.

Для хребта *Каржантау* основными типами рельефа являются грядово-гривистое среднегорье и увалисто-грядовое низкогорье, сформированные на палеозойских известняках,

сланцах, песчаниках. Структурную основу рельефа образует горст-антиклинорий, выраженный в рельефе асимметричным горным поднятием, с крутыми юго-восточными склонами и пологими расчлененными – северо-западными. В этом хребте обнаружена самая глубокая пещера Казахстана – Улучурская (–250 м, при протяженности 1500 м).

Каратау является крайней северо-западной горной системой Тянь-Шаня, ограниченной равнинами Туранской плиты. Этот среднегорный хребет самый длинный в Казахстане – более 400 км, с максимальной высотой в центральной части 2176 м (г. Бессаз) и понижением на юго-запад до абсолютных высот 269 м (г. Даут). Склоны хребта асимметричны: юго-западный склон пологий, а северо-восточный – крутой и короткий. Он соответствует тектоническому уступу Главного Каратауского разлома.

Морфологически Каратау неоднороден. Он состоит из Большого и Малого Каратау, разделенных Леонтьевской и Терск-Кашкаратинской впадинами. На юго-западе Большого Каратау выделяется Боролдайский хребет (высота 1300–1800 м), в котором размещается вторая по глубине пещера республики – Весенняя (–200 м, при протяженности 300 м). Вообще, в горах Каратау известно самое большое в Казахстане количество пещер – более 60.

В геологическом строении рельефа здесь участвуют разновозрастные породы от наиболее древних рифейских, палеозойских до мезокайнозойских. Древние породы представлены гнейсами, филлитовыми сланцами, мраморами, песчаниками, известняками. Только в Каратау развиты древние палеозойские ледниковые отложения – тиллиты. Рыхлые мезокайнозойские отложения представлены глинами, песками, песчаниками, конгломератами и лёссовидными суглинками. Четвертичными аллювиальными отложениями связаны золотиносные россыпи.

В целом по разнообразию стратиграфических и литологических особенностей горных пород Каратау является природным геологическим музеем. Уникальность геологического строения Каратау отчетливо проявляется в особенностях его геоморфологии. В рельефе преобладают платообразные водоразделы

(урочища Бессаз, Байджансайское, плато Кокджот и др.) – абразионный пенеплен, расположенный на разных гипсометрических уровнях в среднегорьи, низкогорьи, предгорьи. На участках пенеплена, сложенных карбонатными породами – известняками, доломитами, широко развиты поверхностные и подземные формы карста: воронки, кары, пещеры.

На склонах, ограничивающих поверхности пенеплена в Б. Каратау, развит грядово-гривистый рельеф среднегорья с глубиной расчленения 400–800 м. В М. Каратау и Боролдай-тау, наряду с пенепленом, широко представлено грядово-увалистое и холмисто-увалистое низкогорье. Для предгорьев северо-восточного склона Каратау, сложенных палеоген-четвертичными отложениями характерен увалистый рельеф. На юго-западном склоне хребта развиты предгорные четвертичные аллювиально-пролювиальные равнины, расчлененные логами и долинами временных водотоков.

VII. Аккумулятивные равнины межгорных и предгорных впадин

Структурную основу их образуют грабен-синклиории, состоящие из систем поднятий, прогибов, приподнятых блоков, ступенчатых грабенов. Рельеф впадин сформировался в результате взаимодействия флювиальных, озерных и эоловых процессов.

Зайсанская межгорная впадина отделяет горные системы Алтая от Саура и Тарбагатая. Длина ее около 250 км, а ширина достигает 70 км. Впадина выполнена палеоген-неогеновыми отложениями мощностью до 2000 м, перекрытыми осадками четвертичного возраста. Абсолютная высота равнины изменяется от 400 до 800 м.

В центре расположено оз. Зайсан (Бухтарминское водохранилище), северный берег которого в основном абразионный, а южный – аккумулятивный. Северная часть впадины отличается преобладанием пластовых равнин, сложенных горизонтально залегающими глинами палеогена и неогена, с многочисленными сорами, солончаками, с наличием отдельных останцов и гряд: Кара-Бирюк, Шакельмес, Киин-Кериш, Ашутас.



Зайсанская впадина, останцы палеоген-неогеновых глин

В южной части впадины господствуют аккумулятивные равнины: озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные и предгорные аллювиально-пролювиальные с овражным расчленением. На левобережье Черного Ертиса расположены песчаные массивы Айгыркум, Айжан – золотые бугристо-грядовые равнины. Они образовались в результате перевевания аллювиальных песчаных отложений.

В Зайсанской впадине находится известный палеоботанический природный памятник Ашутас.

Алакольская впадина расположена южнее Зайсанской, разделяет хребты Тарбагатай и Жетысуского (Джунгарского) Алатау. На востоке она ограничена хребтами Барлык и Майли, а на западе от Балхашской впадины ее отделяет кольцевая структура горных поднятий Арганаты-Аркалы. В наиболее пониженной центральной части (347–350 м) расположены озера Алаколь, Сасыкколь, Уялы и Жаланашколь. Наибольшим по величине является оз. Алаколь – бессточный водоем, вытянутый с северо-запада на юго-восток. Длина озера 104 км, ширина 52 км, а максимальная глубина 54 м. Северные и северо-западные берега низкие аккумулятивные с многочисленными песчаными косами и бухтами. Южные и юго-западные берега абразионные.



Озеро Джаланашколь



Озеро Алаколь, аккумулятивный берег

Острова озера Улькен Аралтюбе и Кишкене Аралтюбе представляют собой поднятые по разломам блоки палеозойского фундамента, в пределах которых наблюдаются абразионные уступы, береговые валы. К подножью хребтов абсолютная высота поверхности впадины увеличивается до 700–800 м.

Основными типами рельефа являются озерные, озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные равнины, сложенные четвертичными глинами, суглинками, песками, валунно-галечниками, которые залегают на песчано-глинистых отложениях неогена. Над их поверхностью возвышаются массивы

песков (Каракум, Сарыкум, Бииккум, Бармаккум) и изолированные возвышенности, сложенные породами палеозоя (горы Сиректау, Карпобай, Жайтобе, Аркалы, Арганаты).

На юго-востоке Джунгарские ворота (шириной около 10 км) соединяют Алакольскую впадину с впадиной оз. Эби-Нур (КНР).

Илейская впадина разделяет горные системы Северного Тянь-Шаня и Жетысуского Алатау. Общая длина ее составляет 1000 км, ширина изменяется от 20 до 100 км. В пределах Казахстана расположена западная часть впадины длиной около 300 км. Широко ориентированная Илейская впадина на западе ограничена Капшагайским горстом. Ее абсолютные высоты изменяются от 800 м на востоке у г. Кульджи (КНР) до 400–350 м – на западе. В наиболее пониженной центральной части впадины протекает р. Иле, в долине которой перед Капшагайским горстом создано водохранилище. На север и юг от р. Иле абсолютная высота равнин впадины возрастает до 1000–1200 м.

Структурную основу образует Илейский грабен-синклиорий, ограниченный региональными разломами от Жетысуского и Илейского горст-антиклинорий. Илейская впадина выполнена отложениями мезо-кайнозоя мощностью до 4000 м. В строении рельефа участвуют главным образом палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. В средней части впадина представляет собой суженный участок, образованный возвышенностями Кату и Калканы на право-бережье и горами Богуты на левобережье.

Илейская аллювиальная равнина к подножию гор сменяется аллювиально-пролювиальными равнинами многочисленных рек южного склона Жетысуского Алатау и северных склонов хребта Узынкара (Кетмень) и Илейского Алатау. Равнинный характер впадины нарушается наличием изолированных поднятий гор Кысты-Калкан, Улькен-Калкан, Актау высотой 1200–1300 м. Относительные превышения их составляют 500–600 м.

Особый интерес представляет песчаный массив Аккум-Калкан, так называемые «поющие пески», расположенные между горами Кысты- и Улькен-Калкан. Песчаный массив состоит из двух барханов с абсолютными высотами 500–650 м.

Относительные высоты соответственно 100 и 150 м. Причиной «пения» является сложный ветровой режим, при котором происходит смещение более или менее значительных масс песка по склону.



Правобережье р. Иле, «Поющий бархан»

Аккумулятивные равнины Южного Прибалхашья сформировались в пределах предгорной впадины, которая ранее в геолого-географической литературе рассматривалась в составе единой Балхаш-Алакольской впадины. От Алакольской впадины она отделена горным поднятием Арганаты-Аркалы. Высота поверхности изменяется от 600–700 м на юге до 340–360 м – на севере, побережье оз. Балхаш.

Выделяются отдельные песчаные пустыни: Таукум, Сарыесик-Атырау. Поверхность расчленена долинами рек Лепсы, Аксу, Каратал, Иле. На правобережье р. Иле наблюдается многочисленная сеть древних русел – баканасов. Реки при впадении в Балхаш образуют широкие, часто заболоченные дельты.

В строении рельефа принимают участие в основном четвертичные отложения, которые перекрывают песчано-глинистую толщу палеоген-неогена. Основным типом рельефа Южного Прибалхашья являются золотые равнины: грядовые, грядово-ячеистые, бугристо-грядовые. Высота гряд изменяется от 5–10 до 20–25 м. Они сформировались на озерно-аллювиальных ниже-среднечетвертичных отложениях в

условиях аридного климата. Эоловые процессы интенсивно проявляются и в настоящее время.

Вдоль берега Балхаша развита озёрная равнина шириной от 3 до 20 км.

Среди песчаных массивов вблизи речных долин хорошо выражены аллювиальные равнины.

Современная направленность развития рельефа равнин и горных территорий Казахстана происходит в условиях дифференцированных тектонических движений, аридизации климата, усиления роли антропогенного рельефообразования.

Контрольные вопросы

1. Какие основные факторы формирования современного рельефа?
2. В чем проявляется связь тектонических структур и рельефа?
3. Какие критерии положены в основу геоморфологического районирования Казахстана?
4. Назовите основные типы рельефа платформенных равнин Казахстана.
5. В чём заключаются особенности рельефа равнин и плато Западного Казахстана?
6. В результате каких процессов образуются природные скульптуры Мангистау и Устюрта?
7. Какие отличительные черты рельефа характеризуют Казахский мелкосопочник?
8. Как образовались кольцевые структуры Казахстана?
9. Что представляют собой погребенные речные долины и где они находятся?
10. Что представляют собой островные низкогорья Сарыарки?
11. Назовите основные типы рельефа гор Юго-Восточного Казахстана.
12. Что представляют собой поверхности выравнивания горных территорий?
13. Каковы индивидуальные особенности рельефа Казахстанского Алтая?
14. Укажите основные особенности рельефа песчаных пустынь Казахстана?
15. Сколько было оледенений в горах Юго-Восточного Казахстана, и какое их отражение в рельефе?
16. Какие отличительные черты строения речных долин гор и равнинных территорий?

Задания для самостоятельной работы

1. Составить картосхему геоморфологического районирования Казахстана.
2. Дать анализ ярусности рельефа одного из хребтов Тянь-Шаня.
3. Подготовить реферат «Современные природные и антропогенные процессы рельефообразования одной из геоморфологических областей Казахстана» (по выбору).

Рекомендуемая литература

1. Веселова Л.К. Морфоскульптура гор Юго-Восточного Казахстана // Современные рельефообразующие процессы на территории Казахстана. – Алма-Ата: КазГУ, 1988. – С. 16–27.
2. Диденко-Кислицына Л.К. Кайназой Юго-Восточного Казахстана: геоморфология. Новейшая тектоника. История формирования рельефа и осадконакоплений, палеоэкология. Ч. 2. – Алматы, 2006. – 90 с.
3. Жандаев М.Ж. Геоморфология Заилийского Алатау и проблемы формирования речных долин. – Алма-Ата: Наука, 1972. – 160 с.
4. Калецкая М.С., Авсюк Г.А., Матвеев С.Н. Горы Юго-Восточного Казахстана. – Алма-Ата, 1945. – 212 с.
5. Науменко А.А., Попов А.В. Бассейн реки Чарын: словарь-справочник по физической географии. – Алматы: Мектеп, 1996. – 106 с.
6. Попова Г.З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. – Алма-Ата: Наука, 1966. – 210 с.
7. Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. – М.: Наука, 1975. – 264 с.
8. Рельеф Казахстана. – Алма-Ата: Ғылым, 1991. – Ч. 1. – 168 с.
9. Рельеф Казахстана. – Алма-Ата: Ғылым, 1991. – Ч. 2. – 176 с.
10. Сваричевская З.А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. – Л.: ЛГУ, 1965. – 210 с.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Климат, то есть многолетний статистический режим погоды, является результатом климатообразующих процессов, непрерывно протекающих в атмосфере и деятельном слое. На обширной территории Казахстана с ее достаточно сложной орографией климатические условия характеризуются большим разнообразием. Ввиду значительной протяженности территории с севера на юг здесь происходит постепенный переход от климата степной зоны (с небольшими островками лесостепного ландшафта на крайнем севере) до климата зоны пустынь в ее южной половине. Общая черта, присущая климату Казахстана, обуславливаемая его удаленностью от океанов, прежде всего Атлантического, являющегося основным поставщиком влаги для большей части Евразии, – резко выраженная засушливость и высокая степень континентальности. Лишь на наветренных склонах Алтая и Тянь-Шаня, обращенных навстречу западным вторжениям, климат становится более влажным и приобретает черты, свойственные климату свободной атмосферы.

В изучение климата Казахстана большой вклад внесли *А.А. Григорьев, Л.А. Чубуков, П.И. Колосков, А.С. Утешев, М.Х. Байдал, А.А. Скаков, Г.Н. Чичасов, В.С. Чередниченко* и др. Климатические разработки широко представлены в многочисленных трудах сотрудников КазНИГМИ (КазНИИЭК), Казгидромета, кафедры метеорологии КазНУ им. аль-Фараби.

Факторы формирования климата

Климат любой территории формируется под действием целого ряда климатообразующих факторов. На формирование климата основное влияние оказывают радиационные и циркуляционные

условия, определяющие температурный режим, типы воздушных масс и их движение, развитие фронтальных процессов и атмосферные осадки, соотношение тепла и влаги.

Радиационный фактор. Важнейшим элементом приходной части радиационного баланса земной поверхности является суммарная солнечная радиация (прямая + рассеянная). В распределении величин суммарной радиации на территории республики закономерно проявляется широтная зональность, обуславливающая продолжительность солнечного сияния, которая увеличивается от 2000 ч на севере до 3000 ч на юге. В частности, в Туркестане число часов солнечного сияния составляет 3072. В соответствии с этим значения годовой суммарной радиации возрастают в том же направлении от 4200–5000 мДж/м² в лесостепной зоне до 6700–7200 мДж/м² в пустыне Кызылкум. В горных районах изменение величины суммарной радиации по склонам хребтов зависит от условий облачности. Так, на наветренных склонах отмечается существенное уменьшение притока суммарной радиации на высотах, соответствующих уровню максимального облакообразования (от 1,5 до 2,5 км в зависимости от местных климатических условий), выше приток радиации заметно возрастает (до 9000 мДж/м² в гляциальном высокогорье).

Для годового хода суммарной радиации на большей части территории страны характерен июньский максимум, когда на юге ее величина достигает 750–800 мДж/м². Минимум суммарной радиации повсюду приходится на декабрь.

В годовом ходе соотношение прямой и рассеянной радиации различно. Летом доля рассеянной радиации сравнительно невелика, около 30 %, а в зимне-весенние месяцы она достигает 50–60 % суммарной радиации. Годовые и месячные суммы рассеянной радиации почти не зависят от широты места и, в отличие от суммарной радиации, ее величины мало изменяются по территории. Так, ее годовые значения колеблются в пределах от 2000 мДж/м² на юге до 2200 мДж/м² на севере страны. Максимум рассеянной радиации приходится на весенний период – апрель-май. В горах выше уровня максимального образования облаков величина рассеянной радиации заметно уменьшается в связи с ростом прозрачности атмосферного воздуха и снижением числа рассеивающих частиц. Лишь в гляциально-

нивальной зоне отмечается существенное увеличение рассеянной радиации за счет отражения солнечной радиации от снежного покрова.

Определенная часть энергии солнечной радиации, достигнув земной поверхности, идет на нагревание этой поверхности и приземного слоя воздуха. Это – поглощенная радиация. Другая часть радиации отражается от облучаемой поверхности. Соотношение между величинами поглощенной и отраженной радиации оценивается величиной альбедо. Альбедо зависит от характера подстилающей поверхности, и поэтому его значения меняются в течение года в широких пределах. Зимой самые высокие показатели альбедо характерны для северной половины страны и горных районов, где они достигают 70–80 % (в декабре-феврале) в связи с наличием здесь устойчивого снежного покрова. В зоне полупустынь с неустойчивым снежным покровом зимой альбедо снижается до 50–70 %, а период высоких значений альбедо сокращается до 1–2 месяцев. Летом наименьшие величины альбедо отмечаются на крайнем севере страны, где они сокращаются до 16–18 %, в более южных районах – до 25 %. Наиболее высоких значений летом альбедо достигает в пустынной зоне, особенно в местах с широким распространением светлых песчаных и глинистых поверхностей, лишенных растительности, – до 30–35 %.

Величина эффективного излучения увеличивается с севера на юг, в связи с уменьшением влажности и облачности над пустынями, от 1900 до 2700 мДж/м².

Направление и интенсивность процессов формирования погоды и климата в значительной степени определяются радиационным балансом. В течение большей части года его величина положительна, что свидетельствует о преобладании поглощаемой доли радиации над длинноволновым излучением. Период с отрицательным радиационным балансом на юге продолжается 1–1,5 месяца, на севере – 3–4 месяца (декабрь – март). Однако отрицательные месячные значения радиационного баланса сравнительно малы, составляя обычно 40–80 мДж/м². В годовом ходе баланса его минимум чаще всего отмечается в декабре. В июне его значения почти повсеместно равны 330–380 мДж/м². Годовые величины радиационного баланса увеличиваются от 1500 мДж/м² на севере до 2100 мДж/м² – на юге страны.

Осреднённые величины компонентов теплового баланса природных зон равнинного Казахстана, мДж/м²год

Зона	Суммарная радиация	Отраженная радиация	Поглощенная радиация	Эффективное излучение	Радиационный баланс	Затраты тепла на испарение	Затраты тепла на нагревание
Лесостепь	5000	1600	3400	1900	1500	800	700
Степь	5500	1800	3700	2050	1650	630	1020
Полупустыня	6000	2000	4000	2200	1800	500	1300
Северная пустыня	6600	2200	4400	2500	1900	340	1560
Южная пустыня	7200	2380	4820	2720	2100	250	1850

Как видно из таблицы 1, при продвижении с севера на юг, в связи с уменьшением количества осадков, затраты тепла, идущего на испарение, уменьшаются в 3,2 раза, а затраты тепла на нагревание поверхности возрастают в 2,6 раза.

Циркуляционный фактор. Циркуляционные процессы обусловлены неоднородным распределением атмосферного давления, разными физическими свойствами подстилающей поверхности, характером рельефа, резкими контрастами температуры воздуха, радиационного баланса и др. В разные сезоны года для территории Казахстана характерны три типа воздушных масс – арктические, полярные (умеренных широт) и тропические. В холодное время года барико-циркуляционные условия над Казахстаном в основном определяются западным отрогом азиатского (сибирского) антициклона. Поэтому в среднем до 50 % зимнего времени характеризуется антициклональным режимом атмосферного давления (1030 мб) и погоды. В отдельные зимы роль названного барического образования резко возрастает, в другие же, наоборот, значительно ослабляется. Преобладание антициклонических барических образований существенно воздействует на формирование погодных условий в зимний период. В зимы с усиленной циклонической циркуляцией и учащенным прохождением атмосферных фронтов отмечается частое разрушение отрога повышенного давления, наблюдаются резкие колебания температуры до 20 °С и более за сутки, особенно в западных районах.

Летом над южной половиной Казахстана под влиянием интенсивного прогревания воздуха, обусловливаемого обильным притоком солнечной радиации, формируется обширная термическая депрессия, лишенная атмосферных фронтов. Нередко центр термической депрессии располагается над югом страны, в таких случаях под ее воздействием оказывается и средняя полоса республики. Чаще всего депрессия наблюдается в июне – августе. С ней связана жаркая ясная погода без осадков. Повторяемость циклонических образований летом значительно снижается.

В условиях горного рельефа возникает целый ряд местных систем циркуляции, оказывающих воздействие на ход погодных процессов. Среди них важнейшее место принадлежит процессам волнообразования, развивающимся на холодных фронтах при подходе к горным хребтам и возвышенностям. Они часто приводят к резкому ухудшению погоды – увеличению облачности, выпадению осадков, усилению ветра. Горно-долинные бризы влияют на формирование суточного режима погоды. По ряду признаков к ним приближаются распространенные, особенно на юго-востоке Казахстана, в теплый период равнинно-предгорные, котловинные, ледниковые ветры, а также фёновые явления и т.д. Существенную роль в формировании режима погоды на побережьях крупных водоемов играют бризы, усиливающиеся в теплую часть года. Они способствуют увеличению влажности воздуха и облачности.

Режим отдельных элементов климата

Температура воздуха. Четко выраженные изменения радиационного баланса с севера на юг определяют изменения температуры в этом же направлении. Средняя температура января колеблется от -19°C на севере до $-1\div-3^{\circ}\text{C}$ на крайнем юге. На большей части территории зимние изотермы имеют широтное направление, которое нарушается под влиянием горных массивов и возвышенностей, частых выносов тепла с юго-запада каспийскими и мургабскими циклонами. В горах зимой происходит интенсивное радиационное выхолаживание, сток холодного воздуха и его застаивание в предгорьях и закрытых участках долин, что способствует формированию глубоких температурных инверсий до высоты 2000 м.

Наиболее низкие зимние температуры наблюдаются, когда западный отрог стационарного сибирского антициклона занимает центральную часть Казахстана. При таких условиях, например, средняя температура января в 1969 г. даже на юге, в Туркестане, составила $-15,4^{\circ}\text{C}$, а на севере, в Петропавловске, -30°C . Самая же низкая средняя многолетняя температура в январе зафиксирована на метеостанции (МС) Орловский поселок (долина р. Кара-Кабы на Алтае), где она достигла $-27,1^{\circ}\text{C}$, что связано с длительным застаиванием холодного и плотного антициклонального воздуха на дне долины.

Когда к сибирскому антициклону присоединяется устойчивая полоса повышенного давления, объединяющая его через Западную Сибирь с арктическим регионом, создаются условия для наиболее низких температур воздуха в стране, превышающих -50°C . Так, в Алматы в 1951 г. морозы достигали -38°C , в Зыряновске в 1940 г. -51°C , в Астане (тогда Акмолинск) в 1893 г. -52°C , в Орловском поселке в 1931 г. -54°C . Абсолютный минимум температуры воздуха для нашей страны, равный -62°C , наблюдался в том же Орловском поселке зимой 1969 г.

Как видим, очень низкие температуры имели место 50 и даже 100 лет назад, в конце XIX в. В последние десятилетия, в связи с глобальным потеплением, температуры зимних месяцев заметно повысились, особенно в южных районах, где январские температуры в отдельные годы имели положительные значения. К примеру, в Шымкенте средняя температура января в 1966 г. составила $3,3^{\circ}\text{C}$, а на МС Шелек (Алматинская область) она равнялась $4,2^{\circ}\text{C}$ в 1997 г. и $6,7^{\circ}\text{C}$ в 1998 г.

В апреле вся равнинная территория характеризуется положительными средними месячными температурами, в мае они уже повсеместно превышают 10°C .

Самый жаркий месяц – июль, в высокогорье максимум температуры нередко смещается на август. На равнинной части страны средняя температура июля повышается от 18°C на севере до 30°C на юге. Летние температурные экстремумы на территории республики обычно наблюдаются при формировании поля повышенного давления и термической депрессии в результате усиления субтропического Азорского антициклона

при распространении его отрога на Евразию. Так, максимальная средняя температура июля в южной столице – Алматы – за 130 лет наблюдений (1879–2008 гг.) достигла в 1944 г. 27,0 °С. Самыми тёплыми за последние 20 лет были июли 1983 и 1984 гг. Средняя июльская температура в Шымкенте составила 28,9 °С (1984 г.), в Кызылорде 29,9 °С (1983 г.), на МС Кызылкум (Южно-Казахстанская область) 32,3 °С. Ещё более жаркие июли отмечены в Кызылорде в 1927 г., – 34,4 °С и в 1913 г. – 35,2 °С. На МС Шелек средняя температура первой декады августа 1984 г. достигла 41,6 °С. Самые высокие срочные температуры, зарегистрированные также в июле 1983 г., имеют еще большие значения: 43,4 °С – в Алматы, 48 °С – на МС Бетпак-Дала (Карагандинская область), 49 °С – на МС Туркестан и Кызылкум. Наконец, абсолютный максимум температуры воздуха в стране, равный 50 °С, зафиксирован на МС Тасты (Южно-Казахстанская область). Понятно, что минимальные температуры июля, ниже 10 °С, характерны для высокогорья юго-востока страны (на высотах более 3500 м). Летом температура в горах понижается с высотой с градиентом 6–7 °С/км.

Что касается средних годовых температур, то они в равнинной части страны закономерно повышаются с севера на юг от 0 °С на МС Пресногорьковка (Костанайская область) до 13,7 °С на МС Кызылкум. Здесь годовые температуры в 1983 и 1988 гг. составили 14,2 С. В котловинах Алтая (Орловский посёлок) они принимают отрицательные значения, –3,8 °С. Разумеется, самые низкие годовые температуры приурочены к высокогорью – гляциально-нивальная зоне. По наблюдениям на леднике Туяксу в Илейском Алатау, средняя годовая температура воздуха на высоте 3470 м равна –6,5 °С. На высотах более 4200 м она понижается до –10 °С и ниже (как на Новой Земле!).

Потепление климата, проявляющееся и на территории Казахстана, ведет к заметному повышению средней годовой температуры. Так, в Алматы эта температура в среднем в последнее десятилетие XIX в., в 1891–1900 гг., была равна 7,2 °С, а в десятилетие 1991–2000 гг. – 9,8 °С. Таким образом, за 100 лет средняя температура года повысилась здесь на 2,6 °С (по 0,26 °С за 10 лет), или на 36 %.

Продолжительность безморозного периода на равнинах составляет в среднем 110 дней на севере и 200 дней на юге. В горах она быстро сокращается с высотой и в значительной степени определяется условиями местоположения. Сумма средних суточных температур $> 10^{\circ}\text{C}$ увеличивается от 2000 в Петропавловске до 4400 в Чардаре.

Атмосферные осадки. Территория Казахстана, за исключением высокогорных районов, отличается ярко выраженной аридностью: среднее взвешенное по всей площади страны годовое количество атмосферных осадков составляет около 200 мм. Большое влияние на распределение осадков оказывает рельеф местности. Количество осадков увеличивается на наветренных склонах гор и возвышенностей и уменьшается – на подветренных. В степной зоне в среднем за год выпадает 250–300 мм осадков. Некоторое увеличение их отмечается в лесостепных районах и на северных склонах Сарыарки. Для большей части Центрального Казахстана характерно в среднем 125–250 мм осадков в год. Наименьшее количество осадков (порядка 100 мм) наблюдается в Прибалхашье и в Приаральских Кызылкумах. На возвышенной западной части плато Устюрт и на Мангистау выпадает около 150 мм, а в прилегающих пустынях – от 100 до 125 мм в год. Здесь, особенно летом, осадков не бывает месяцами. К примеру, на МС Кызылкум в 1971, 1983 и 1984 гг. в течение четырех месяцев (июнь – сентябрь), а в 1975 г. за шесть месяцев (апрель – сентябрь) не было ни капли дождя.

В горных районах количество осадков резко возрастает. В зависимости от орографии и абсолютной высоты в горах Казахстана в среднем за год выпадает от 500 до 1000 мм осадков и более. На МС Верхний Горельник (высота 2268 м) в бассейне р. Малой Алматинки на северном склоне заилейского Алатау годовая норма осадков составляет 1005 мм. На самой высокогорной в Казахстане МС Мынжилки (3016 м) в том же бассейне в 1969 г. выпало 1197 мм осадков (при норме 850 мм). Только в июле 2003 г. слой выпавших осадков составил здесь 340 мм. В Алматы в том же 2003 г. выпало максимальное за 130 лет количество осадков – 943 мм (при норме 600 мм). Средняя за десятилетие 1981–1990 гг. сумма осадков здесь, по сравнению с десятилетием 1881–1890 гг., увеличилась на 20 %. Максимум

осадков имеет место в снежно-ледниковой зоне: на леднике Туюксу в 1966 г. их сумма составила 1900 мм (при норме 1200 мм).

Еще больше осадков выпадает в горах Казахстанского Алтая, который является самым «мокрым» местом в стране. К сожалению, там нет высокогорных метеостанций. Но данные снегомерных маршрутов и суммарных осадкомеров показывают, что бассейны рек Малая Ульба, Уба, Громотуха, Тургусун, Хамир, дренирующих склоны Ивановского хребта, получают 2000 мм осадков в год, большая часть которых выпадает зимой в твердом виде. В экстремально снежные зимы высота снежного покрова здесь превышает 5 м, а снегозапасы – 1800 мм. Настоящим «полюсом снежности» Алтая и всего Казахстана является район горы Белухи (4506 м), южные склоны которой лежат в пределах страны, где осадки достигают 2500 мм.

Межгорные котловины и подветренные склоны Алтайских гор обеднены осадками – 200–400 мм. В котловине оз. Зайсан, залегающей между Алтаем и Тарбагатаем, годовые осадки не превышают 160 мм.

В годовом ходе в лесостепной и степной зонах Казахстана преобладают летние осадки с максимумом в июне – июле. Они связаны с циклонами фронтальной зоны, разделяющей континентальный полярный воздух и среднеазиатский тропический воздух. В пустынной зоне осадки распределены более или менее равномерно в течение года. Предгорья и низкогорья Северного Тянь-Шаня и Жетысуского (Джунгарского) Алатау отличаются минимумом осадков летом и двумя максимумами: главным – весной и вторичным – осенью.

Важной характеристикой осадков, особенно жидких, является их интенсивность. Бывали случаи, когда интенсивность выпадения осадков превышала 1 мм/мин. Так, 25 мая 1941 г. в Илейском (Зайлийском) Алатау в районе Медео за 97 мин. выпало 93 мм осадков (это их месячная норма), а в июле 1921 г. там же за один дождь выпало 116 мм.

Высота снежного покрова на севере составляет 15–30 см с периодом залегания 130–170 дней. На юге во время оттепелей снег может стаять. В горах высота снега увеличивается с высотой. Ее изменение на северном склоне Илейского Алатау

такое: Алматы (850 м) – 30 см, Медео (1600 м) – 60 см, Мынжилки (3016 м) – 90 см, ледник Туюксу (3800 м) – 150 см. В многоснежные зимы высота снежного покрова, как и водозапас в нем, увеличивается в 2–3 раза.

Ветер. Его режим определяется общей барико-циркуляционной обстановкой и существенно изменяется при переходе от теплой половины года к холодной. В зимнее время характер преобладающих воздушных течений на большей части страны определяется наличием западного отрога сибирского антициклона, поэтому в лесостепной и степной зонах, от Мугоджар до Алтая, преобладают юго-западные ветры. В зоне пустынь и в предгорной полосе южной половины страны господствуют ветры северо-восточного направления. В горных районах преобладающие направления ветров соответствует простираанию речных долин и межгорных понижений. В горах широко распространены местные ветры. Подобного рода ветры особенно часты в районах Джунгарских Ворот и Илейской впадины.

В теплую часть года особенности ветрового режима в значительной мере определяются формирующейся в это время над Казахстаном слабо выраженной барической депрессией. В связи с этим на севере преобладают северо-западные ветры, а на юге, как и зимой, сохраняется преобладание северных и северо-восточных ветров. В степной зоне средние годовые скорости ветра колеблются в пределах 4,5–5,0 м/с. Южнее, в Центральном Казахстане, они снижаются до 4,0–4,5 м/с. И еще менее значительны они в пустынной зоне – 3–4 м/с.

Максимальное число дней с сильным ветром (> 15 м/с) отмечено на МС Зайсан – 115, а наибольшая повторяемость штилей на МС Шардара – 33 дня. Абсолютный максимум скорости ветра зафиксирован в 2003 г. в Джунгарских Воротах (ветер «Эби») – 72 м/с, или 260 км/ч.

Влажность воздуха и облачность. Годовой режим влажности обусловлен сменой воздушных масс разного происхождения, температурой, характером и высотой подстилающей поверхности, количеством осадков, испарением. Абсолютная влажность воздуха невелика. Она, как и температура, повышается с севера на юг и понижается с абсолютной высотой. На севере ее средняя годовая величина равна 6–7 мб, на юге 8–9 мб. Максимум

абсолютной влажности приходится на лето (13 мб на севере, 15 мб на юге), минимум – зимой (2 мб на севере, 3–5 мб на юге).

Средняя годовая относительная влажность, наоборот, уменьшается с севера на юг. Максимум ее наблюдается зимой, в январе – феврале: в 13 часов на севере она равна 80 %, на юге – 65 %, в горах – 70–80 %. Минимум приходится на лето: на севере 45–50 %, на юге – 20 %, в горах – до 65 %. Крупные водоемы – Арал, Балхаш, Алаколь – уравнивают среднюю месячную относительную влажность в прибрежной зоне, и в течение года она изменяется лишь на 6–10 %.

Облачность на территории страны в целом невелика, в среднем за год она составляет 5–6 баллов. Зимой облачность убывает с запада на восток, а летом – с севера на юг. Летом она минимальна, особенно на юге. На большей части страны максимум облачности приходится на холодный период, за исключением гор Алтая, где он отмечается в летнее время. Характерно изменение облачности и в течение суток: ночью и утром она в 2–3 раза меньше, чем днем и вечером. Ресурсы летней конвективной облачности достаточно велики на севере и в горах юго-востока страны. Число ясных дней увеличивается со 120 за год на севере до 260 на юге, а пасмурных – уменьшается с 60 на севере до 10 в Балхашской впадине.

Метеорологические явления

Грозы. Территориальное распределение гроз согласуется с географическим распределением осадков в теплое время года. Число дней с грозами увеличивается с юго-запада на северо-восток. Наибольшая их повторяемость в пределах равнин характерна для северных областей, где в среднем за год насчитывается 20–25 дней с грозами. На крайнем юге этот показатель уменьшается до 8 дней и менее, что связано с высоким положением уровня конденсации. Наиболее интенсивная грозовая деятельность наблюдается в предгорьях и горах Алтая, Жетысуского и Илейского Алатау, где число дней с грозами изменяется в пределах 30–35, местами до 55. Меньшая частота гроз прослеживается на подветренных склонах хребтов, в горных котловинах и на побережьях Каспия, Арала и Балхаша. Зимние грозы бывают только в полупустынной и пустынной зонах.

Град. В условиях Казахстана град отмечается в среднем 1–3 дня, а в горных районах до 5–6 дней за год. Наибольшая повторяемость дней с градом прослеживается в Илейском Алатау, где за год бывает 8–10 дней, а в отдельные годы – 15–28 дней с градом. В полупустынях и пустынях град выпадает очень редко – 1 раз в 25–30 лет. Вблизи крупных водоемов число дней с градом уменьшается в 1,5–2 раза. На большей части страны град наблюдается с апреля по октябрь, а на юге – с марта по октябрь. Однажды в начале 60-х годов XX в. в районе Астаны (тогда Акмолинск) при выпадении града вес отдельных градин достигал 1,3 кг.

Пыльные бури. Их образование зависит от скорости ветра и характера почвенного покрова. В степях Северного Казахстана число дней с пыльными бурями в среднем за год варьируется от 20 до 38, а в Западном Казахстане, особенно в районе Общего Сырта, – от 40 до 46. Максимум числа дней с пыльными бурями, 56, отмечен в Челкаре, расположенном вблизи песков Большие Барсуки. В южных песчаных пустынях число дней с пыльной бурей может достигать 60. В горных районах юго-востока страны пыльные бури практически не наблюдаются.

Метели. Число дней с метелями убывает севера на юг. На севере в среднем за зиму отмечается от 30 до 40–50 (местами 54) дней с метелями. В южных областях среднее число дней с метелью колеблется от 1 до 5. Ещё реже (от 6–8 до 2 случаев за 10 лет) метели бывают на крайнем юге и юго-востоке, на горных перевалах с сильными местными ветрами.

Туманы. Образование туманов связано с особенностями циркуляции атмосферы и физико-географических условий. Часты они в Мугоджарах (до 70 дней в год), в Илейском Алатау (75–100 дней). Повышенное туманообразование наблюдается и в промышленных районах: Караганда – 37, рудник Ачисай – 38, Усть-Каменогорск – 51, Алматы – 56 дней (с крайними значениями от 26 до 98 дней). В горных долинах и котловинах Северного Тянь-Шаня наиболее интенсивное туманообразование происходит весной и осенью, а в Горном Алтае – зимой. На большей части территории страны максимум повторяемости дней с туманами приходится на декабрь – январь, а в Западном и Центральном Казахстане – на март.

Гололёд – одно из неблагоприятных метеорологических явлений, приносящих ущерб животноводству, так как способствует возникновению джута – бескормицы и гибели скота. Он образуется после туманов и дождей при понижении температуры до 0–3 °С. В горных районах Восточного Казахстана гололёдные явления проявляются редко, и толщина слоя гололёда не превышает 5 мм. В Зайсанской, Алакольской и Илейской впадинах, Южном Прибалхашье, долинах Северного Тянь-Шаня, Присырдарьинской равнине толщина гололёдного слоя достигает 10 мм, в Западном Казахстане и Сарыарке – 15 мм, на Предуральско-Эмбинском и Тургайском плато – 20 мм. В районе массива Улытау, на склонах хребта Каратау и Шу-Илейских гор (Айтау) гололёдные явления отличаются наибольшей повторяемостью и интенсивностью (толщиной до 30 мм).

Засуха. Чаше всего засуха возникает при вторжении арктического воздуха в антициклонах. В степной зоне она длится всего лишь 5–10 дней, снижаясь до единичных случаев в низкогорном поясе Алтая. Но уже в полупустынной зоне ее роль в погодной структуре летом резко возрастает. На равнинных пространствах полупустынной зоны случается до 40 дней с атмосферной засухой, в Кызылкумах – до 100 дней. Под воздействием смягчающего влияния крупных водоемов и горных массивов степень засушливости климата значительно снижается. На территории страны сильные засухи были в 1955, 1963, 1965, 1975, 1978, 1983, 1997 гг. Продолжительность одной вспышки засухи составляет 10–20 дней, максимально – 40. Напряжение атмосферной засухи в отдельные дни достигает силы суховеяного эффекта, когда температура превышает 38–40 °С, при повышенной скорости ветра и относительной влажности воздуха 5–15 %. Формируя почвенную засуху и сочетаясь с ней, атмосферная засуха приводит к гибели посевов, усыханию древостоев и лесным пожарам, обмелению бессточных озер, пересыханию рек, интенсивному таянию горных ледников.

Особенности режима погоды по сезонам года

Зима. На севере, в лесостепной и степной зонах, она длится 4–5 месяцев, с ноября по март, холодная. Здесь уже в ноябре

почти повсеместно образуется устойчивый снежный покров. Устойчивый переход температуры воздуха через 0°C в этих зонах происходит обычно в третьей декаде октября, лишь на крайнем западе (район Уральска) – в первых числах ноября. В январе морозы заметно усиливаются. Толщина снежного покрова, который сохраняется до 170 дней, достигает 30 см. Средняя температура января составляет -18°C , абсолютный минимум приближается к -50°C и ниже.

В зоне полупустынь зима с устойчивым снежным покровом продолжается 4 месяца (ноябрь – февраль), а в зоне пустынь 2,5–3 месяца, умеренно-холодная. Январь в этих зонах ветреный, морозный. В полупустыне снежный покров сохраняется 40–80 дней, его толщина не превышает 10 см. Переход температуры через 0°C в полупустыне происходит в середине ноября, а в пустыне – в первой декаде декабря, на юго-западе (побережье Каспия) – в середине декабря.

На севере оттепели с повышением температуры до 5°C возможны для 50 % зим. Южная часть территории Казахстана характеризуется большей повторяемостью погоды с переходом температуры через 0°C . Нередко при такой погоде температура повышается до $12\text{--}15^{\circ}\text{C}$. Она удерживается иногда в течение нескольких дней подряд. Эти оттепели вызывают бурное таяние снежного покрова и как бы создают эффект весны – снег почти совсем исчезает, почва становится мягкой и вязкой.

В то же время небольшая толщина снежного покрова, его неравномерное залегание, низкие температуры воздуха способствуют сезонному промерзанию почвы в среднем до глубины 150–180 см на севере и 30–50 см на юге.

В горных районах формирование устойчивого снежного покрова происходит позднее даты перехода температуры через 0°C на 20–30 и более дней. В горах с повышенным количеством осадков с увеличением абсолютной высоты средние даты перехода температуры через 0°C и образования устойчивого снежного покрова постепенно сближаются. В гляциальной зоне, на ледниковой поверхности, эти даты совпадают.

Весна. Во всех природных зонах страны весна дружная и короткая, в основном длится 1,5–2 месяца. В степной зоне в апреле резко возрастает приток суммарной радиации, а вместе с

ним и величина радиационного баланса, что приводит к интенсивному таянию снегов и подъему температуры воздуха. Устойчивый переход температуры через 0 °С происходит 10–15 апреля, а в Сарыарке и предгорьях Алтая – в первых числах апреля. В это же время разрушается и устойчивый снежный покров.

В зоне полупустынь средние температуры воздуха в апреле на 13–14 °С выше по сравнению со средней температурой марта. В пустынной зоне уже в марте отмечается резкий подъем средней температуры, на 7–8 °С по сравнению с февралем, и интенсивное нагревание почвы. В апреле на обширных пространствах пустынной зоны почти безраздельно господствует безморозная, преимущественно солнечная погода.

В горных районах Северного Тянь-Шаня и Жетысуского (Джунгарского) Алатау основная закономерность в распределении условий погодного режима весны выражается в изменении их с высотой. Так, на предгорных равнинах доминирующее положение в погодной структуре апреля принадлежит безморозным солнечным дням (до 60 %). Таким образом, разрушение снежного покрова в Северном Казахстане происходит к середине апреля, в Центральном Казахстане – в марте, в Южном Казахстане – в феврале, на крайнем юге (район Шардары) снежный покров бывает не каждый год.

Весной, наряду с повышением температуры, при прорывах арктических воздушных масс возможны и возвраты холодов, при которых иногда устанавливается временный снежный покров. Суточные амплитуды температуры доходят до 16–20 °С, особенно в пустыне и в полупустыне. Ночные заморозки на севере страны прекращаются в мае, на юге – в апреле. Крайние поздние заморозки могут случиться на месяц позже по сравнению со средними датами. Особенно морозоопасными являются котловины, долины и сырые низины.

Весной на всей территории Казахстана увеличивается количество осадков. Особенно обильны они в предгорьях и горах Алтая, Тарбагатая, Жетысуского Алатау и Тянь-Шаня, а также в лесостепной зоне на крайнем севере страны.

Лето. Летний период почти повсеместно продолжается в среднем 5 месяцев, с мая по сентябрь. Полуденные высоты

Солнца и продолжительность светового дня в этот период значительны, обуславливая наибольший приток солнечной радиации. Этому способствует также слабая облачность, которая несколько увеличивается в предгорьях Алтая и Тянь-Шаня. Продолжительность солнечного сияния за лето на севере составляет 1500–1600, а на юге – 2200 часов. Поэтому на севере лето тёплое (со средней температурой июля 19–20 °С), в центральной части – очень тёплое (24–25 °С), а на юге – жаркое (28–30 °С).

Летом большую часть территории страны захватывает северная периферия термической депрессии. Она формируется в течение всего теплого периода и иногда сохраняется по 10–15 дней. В области депрессии преобладает жаркая и сухая погода со слабым ветром. В степных равнинах повторяемость подобной погоды в июле равна 35–40 %. На подступах к предгорьям Алтая погода обретает умеренно влажный характер. На равнинных пространствах полупустынной зоны, в Зайсанской котловине, в предгорьях Тарбагатая и Саура лето очень теплое, с малым количеством атмосферных осадков. В июле повторяемость солнечной погоды здесь достигает 70–80 %. В пустынной зоне уже в мае формируется летний режим погодных условий. Со второй половины мая почти всюду преобладают жаркие и сухие погоды, которые местами даже несколько превосходят июльские величины. В отдельные годы осадки здесь не выпадают месяцами.

В районах плато Устюрт, Бетпакдалы, среднего течения Сырдарьи и Южного Прибалхашья повторяемость очень жарких и сухих погод также велика – 75–85 %. Самая же высокая степень повторяемости таких погод в пределах страны, составляющая 95 % и более, характерна для южной части пустыни Кызылкум. Ослабление засушливости погодных условий в летние месяцы наблюдается на побережье Каспия.

В горных районах продолжительность лета зависит от высоты, с возрастанием которой наступление лета запаздывает. Летняя погода здесь умеренно теплая, влажная, дуют местные прохладные горно-долинные бризы, часты грозы. По мере увеличения высоты повторяемость облачных погод возрастает до 60 %, а солнечные погоды становятся более редкими (около

40 %). Летние осадки в горах, как и на равнине, имеют в основном ливневой характер. Интенсивные осадки в горах могут приводить к формированию селевых потоков.

Осень – переходный сезон между летом и зимой. Она характеризуется нарастающим снижением температуры воздуха до отрицательных значений и изменениями в режиме осадков – появлением снежного покрова и ледостава на реках и озерах.

Началом осеннего периода считается переход средней суточной температуры воздуха через 10 °С. На севере осень наступает в начале сентября, в центральной части – во второй половине этого месяца, а на юге – в конце октября. В горах начало осени приходится на более ранние сроки. Большой продолжительностью отличается осень в пустынной зоне. По особенностям термического режима и характеру преобладающих типов погоды к ней следует отнести и октябрь, и ноябрь. В эти месяцы в пустыне Кызылкум еще продолжают играть заметную роль солнечные и сухие погоды. Незасушливая, умеренно влажная погода в это время стоит в районах нижнего течения р. Шу и побережья Каспия, где повторяемость безморозных погод достигает 70–80 %.

В середине сентября в лесостепной и степной зонах, а в начале октября в пустыне отмечаются первые осенние заморозки. Во второй половине осени типична погода с переходом температуры воздуха через 0 °С. Вскоре после этого устанавливается снежный покров, и черты климатического режима принимают зимний характер.

Характерные особенности климата и климатическое районирование

Как мы выяснили, климатические условия Казахстана проявляются в сочетаниях различных метеорологических величин и прежде всего в разных соотношениях тепла и влаги в приземном слое воздуха и на деятельной поверхности. Это, в свою очередь, зависит от интенсивности солнечной радиации, режима температуры и осадков, рельефа местности, испаряемости и др.

Испаряемость – важнейшая климатическая характеристика любой местности. Она представляет максимально возможное

испарение с достаточно увлажненной поверхности, когда расход влаги не лимитируется ресурсами воды, а определяется лишь тепловыми условиями. При отсутствии надежных методов измерения испаряемости для ее определения используют различные расчетные способы. Ниже приводятся результаты расчета испаряемости по известным формулам Иванова и Тюрка.

В целом распределение величины испаряемости по территории Казахстана носит субширотный характер, отклонения от которого прослеживаются лишь на побережьях Каспия и Арала. Значения испаряемости закономерно возрастают с севера на юг от 500 до 1800 мм. Максимум ее отмечен на МС Кызылкум – 1986 мм, минимум – в ледниковом высокогорье – 100 мм. Распределение испаряемости по ландшафтным зонам и подзонам следующее: лесостепь – 550–650 мм, разнотравная степь – 650–750 мм, сухая степь – 800–900 мм, полупустыня – 1000–1200 мм, северная пустыня – 1200–1300 мм, южная пустыня – 1600–1800 мм. Средняя суммарная за год испаряемость для территории страны, как и для всей Азии, равна 1050 мм. Горизонтальный градиент испаряемости для равнинной части составляет 85 мм/100 км. В горах юго-востока испаряемость уменьшается от 1400 мм в предгорной пустыне до 100 мм на ледниках при отрицательном градиенте, равном 40–45 мм/100 м (на три порядка больше, чем на равнине). Годовой ход испаряемости во всех зонах характеризуется резким подъемом весной и снижением к осени. Зимой испаряемость всюду близка к нулю из-за отрицательного радиационного баланса и недостатка тепла. Поэтому в январе она равна лишь 1–3 мм на севере и 12–14 мм на юге. Максимум испаряемости приходится на середину лета: на юге Устюрта и в пустыне Кызылкум в июле она достигает почти 400 мм (20 % от годовой суммы). На три летних месяца (июнь – август) во всех зонах приходится 50–60 % годовой испаряемости. При этом ее максимум смещается от июня в лесостепи и степи к июлю в полупустыне и пустыне и к августу – в горах. Экстремальные значения испаряемости для Алматы равны 1060 мм в 1898 г. и 1485 мм в 1941 г. при средней за 130 лет наблюдений величине 1272 мм.

В южной половине страны, в зоне полупустынь и пустынь, величина испаряемости превышает годовую сумму осадков в

5–6 раз, а в ряде пунктов – еще больше: в Кызылкуме – в 10 раз, в Чирик-Рабате – в 14 раз. На МС Кызылкум в 1983 г. испаряемость (2069 мм) превысила количество выпавших осадков (93 мм) в 22 раза. Фактическое же испарение здесь мало (100–200 мм), так как отсутствует сам материал для испарения – вода.

Такое превышение испаряемости над годовой суммой осадков в этом регионе создает резкий дефицит влаги и условия экстремальности, печать которой несут на себе буквально все компоненты – рельеф, поверхностные и грунтовые воды, почвенный и растительный покров, животный мир.

Увлажнение территории, или соотношение тепла и влаги, характеризуется отношением годовой суммы атмосферных осадков к величине годовой испаряемости, т.е. коэффициентом увлажнения (по Иванову). Его значения на равнинах страны всюду меньше единицы. Даже на севере, в лесостепной зоне (Петропавловск), коэффициент увлажнения равен только 0,75 (умеренное увлажнение). Далее к югу его величина снижается в сухой степи до 0,49–0,35 (недостаточное увлажнение), в северной пустыне до 0,20–0,12 и в южной пустыне до 0,11–0,0 (ничтожное увлажнение).

Величина коэффициента увлажнения в среднегорье Северного Тянь-Шаня (МС Верхний Горельник) равна 1,3 (достаточное увлажнение), в зоне альпийских лугов (МС Мынжилки) она становится уже больше 2 (избыточное увлажнение). В областях аккумуляции ледников, выше 3800 м, коэффициент увлажнения достигает максимальных значений – 10 и более, при осадках в 1000 мм и испаряемости в 100 мм.

Коэффициент увлажнения в Алматы за 130 лет изменялся в пределах от 0,22 в 1917 г. до 0,76 в 1969 г. Его среднее значение равно 0,47 (недостаточное увлажнение).

Обратным относительно коэффициента увлажнения показателем является радиационный индекс сухости, представляющий, по *М.И. Будыко*, отношение годового радиационного баланса к количеству тепла, затрачиваемого на испарение годового количества осадков на той же площади. Согласно расчетам, радиационный индекс сухости возрастает с севера на юг – от 1,1 в лесостепной зоне в районе Петропавловска до 6,5 на юге пустыни Кызылкум (Шардара).

Континентальность климата. При анализе климатических условий любой территории нередко возникает необходимость решения вопросов, связанных с оценкой степени континентальности климата как показателя проявления особенностей ее природных условий. Вообще под континентальностью климата понимают степень влияния на него подстилающей поверхности и атмосферной циркуляции, т.е. континентальность климата – это совокупность характерных его особенностей, определяемых воздействием материка на процессы климатообразования: увеличение годовых и суточных амплитуд температуры, уменьшение относительной влажности воздуха и облачности, атмосферных осадков и скорости ветра и т.д.

Мерой континентальности климата принято считать годовую амплитуду температуры, величина которой возрастает в глубь материка вместе с увеличением повторяемости континентальных воздушных масс. Поэтому в этом же направлении растет и степень континентальности.

Выделяются следующие градации континентальности климата: 1) мягкий морской (континентальность изменяется от 0 до 20 %), 2) морской умеренный (20,1–30 %), 3) умеренный континентальной (30,1–50 %), 4) континентальный (50,1–70 %), 5) резко континентальный (70,1–90 %), 6) самый континентальный (90,1–100 %). Существует целый ряд способов расчета степени континентальности, среди которых наиболее популярной является известная формула *В. Горчинского*, чутко «реагирующая» на изменения амплитуды температуры:

$$K = 1,7 A / \sin \varphi - 23,$$

где K – степень континентальности климата, %;

A – годовая амплитуда температуры воздуха, °С;

φ – географическая широта места.

Согласно результатам расчетов по этой формуле и их картированию, изоконтиненталы (изолинии континентальности) в Западном Казахстане имеют субмеридианальное, а в Центральном, Южном и Восточном Казахстане – субширотное направление. Полоса с максимальной континентальностью (своеобразная ось континентальности) проходит по полупустынной и

северной части пустынной зоны по линии Шалкар – Аральск – Жезказган – оз. Балхаш – хр. Тарбагатай – оз. Зайсан, практически совпадающей с положением оси Воейкова – западного отрога сибирского антициклона. На крайнем востоке этой полосы континентальность превышает 70 % (Зыряновск – 72 %, Орловский поселок – 73 %). По обе стороны от этой полосы степень континентальности уменьшается.

Более низкие показатели континентальности, по сравнению с окружающими районами, имеют место в центральной части Казахского мелкосопочника, в массиве Кызылтас (54–56 %) и на Кокшетауской возвышенности (50–52 %), где сказывается влияние низкогорного рельефа с абсолютными высотами до 1000 м и более. На характер и направление изоконтинентал на западе страны смягчающее воздействие оказывает акватория Каспия. Изолинии плавно огибают его северное и восточное побережья. Тем не менее, континентальность здесь достаточно высока – 58–62 %.

Заметно снижается степень континентальности в горах юга и юго-востока страны, где ее минимальные значения приурочены к высокогорному поясу. На северном склоне Илейского Алатау континентальность уменьшается от 56 % на высоте 850 м (Алматы) до 28 % на высоте 3016 м (Мынжилки). В гляциальной зоне на высотах 3500–3800 м ее величина составляет лишь 22–24 %. Таким образом, климатические условия ледникового высокогорья по типу континентальности соответствуют морскому умеренному климату. Абсолютно большая часть территории страны (более 90 %) имеет просто континентальный (не резко континентальный!) климат со значениями континентальности от 50 до 70 %.

Средняя многолетняя степень континентальности района г. Алматы составляет 56 %, при крайних значениях 77 % в 1944 г. и 36 % в 2003 г. В связи с наблюдающимся потеплением континентальность здесь за последние десятилетия уменьшилась на 12 %. Из-за теплых зим в первые шесть лет XXI в. (2001–2006 гг.) климат Алматы был уже не континентальным, а умеренным континентальным (43 %).

Климатическое районирование. Преобладающая часть территории Казахстана относится к умеренному климатическому

поясу. Лишь небольшие площади по левобережью Сырдарьи (к югу от Кызылорды и Арала) и крайний юг полуострова Мангышлак и Устюрта лежат в субтропическом поясе. Существует ряд схем климатического районирования Казахстана.

В соответствии с климатическим районированием территории бывшего СССР, выполненным *Б.П. Алисовым* на основе учета радиационного режима и циркуляционных процессов, а также границ почвенно-растительных зон, в равнинном Казахстане (в пределах умеренного пояса) выделяется 5 климатических областей: 1) Атлантико – континентальная европейская – север Западно-Казахстанской и Актюбинской областей, бассейн среднего течения Жайыка (Урала) и Илека, степная зона; 2) Континентальная восточно-европейская – Прикаспий (без Мангистау), полупустыня и пустыня; 3) Континентальная западно-сибирская и северо-казахстанская – Северо-Казахстанская, Акмолинская, Павлодарская области (южная граница – на широте Караганды), лесостепная и степная зоны; 4) Континентальная центрально-казахстанская – узкая полоса в верховьях Эмбы, Тургая, Сарысу, Аягуза, в бассейне оз. Зайсан, полупустынная зона; 5) Континентальная северо-туранская – широкая полоса от Мангистау к Аралу и Балхашу, северная пустыня. В горах выделены две области: 1) Горная Алтая – на северо-востоке и 2) горная Тянь-Шаня – на юге.

Известно климатическое районирование *А.А. Борисова* на основе учета ландшафтно-географических и циркуляционных факторов. В соответствии с ним на территории Казахстана выделены Западно-Сибирская область с антициклональным климатом и преобладанием континентального полярного воздуха и Турано-Казахская – тоже с антициклональным климатом, но с преобладанием континентального тропического воздуха, особенно в летний период. На востоке и юге также представлены две горные области.

Результаты статистического анализа показывают, что в условиях заметного потепления последних десятилетий увеличивается количество экстремально теплых дней в осенне-зимний период. Число же экстремально холодных дней уменьшается быстрее, чем растет количество теплых. Соответственно этому должны меняться ареалы и географические пункты с

экстремумами температуры. Продолжительность действия и повторяемость циркуляционных условий на территории Казахстана, при которых активизируются южные и западные циклоны, также возрастает с начала 70-х годов XX в. При сохранении такой тенденции можно ожидать повышения повторяемости и величины атмосферных осадков.

Совершенно очевидно, что глобальное потепление продолжает набирать темпы. Во всяком случае, за всю историю проведения инструментальных метеонаблюдений (около двух столетий) последние полтора десятка лет были самыми теплыми на Земле и на территории нашей страны.

Контрольные вопросы

1. Общая черта, присущая климату Казахстана.
2. Главные климатообразующие факторы на территории Казахстана.
3. Какова разность в значениях суммарной солнечной радиации между севером и югом страны?
4. Как меняется величина альбедо зимой и летом в разных ландшафтных зонах?
5. Когда и в каких районах страны формируется термическая депрессия?
6. Чем обусловлены низкие зимние температуры в горных долинах Алтая?
7. Где и когда зафиксирован абсолютный максимум температуры воздуха в стране?
8. В каких районах средняя годовая температура воздуха такая же, как на Новой Земле?
9. В каком регионе РК осадков не бывает месяцами?
10. Где находится «полюс снежности» Казахстана?
11. Каковы негативные последствия атмосферной засухи?
12. Что представляет собой радиационный индекс сухости?

Задания для самостоятельных работ

1. Анализ распределения величины суммарной солнечной радиации на территории РК.
2. Расчет испаряемости по территории РК по разным формулам. Выбор наиболее оптимальной из них.
3. Определение степени увлажнения в разных ландшафтных зонах по разности величин осадков и испаряемости.
4. Расчет коэффициента увлажнения и картирование его распределения по территории РК.
5. Анализ соотношения величин испаряемости и испарения по территории РК.

6. Определение радиационного индекса сухости и анализ его распределения по территории.
7. Определение степени континентальности климата и ее изменения по широте и долготе.
8. Сравнительная характеристика климатических условий горных областей РК.
9. Характеристика агроклиматических ресурсов по ландшафтным зонам. Агроклиматическое районирование Казахстана.
10. Выявление степени потепления климата в последние десятилетия в разных регионах страны. Представление реферата.

Рекомендуемая литература

1. Алисов Б.П. Климат СССР. – М.: Высшая школа, 1969.
2. Антропогенные изменения климата / Под ред. М.И. Будыко и Ю.А. Израиля. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 406 с.
3. Вилесов Е.Н. Климатические рекорды на территории Казахстана // Экологическое образование в Казахстане. – 2005. – № 2. – С. 11–14.
4. Вилесов Е.Н. Глобальное потепление и его региональные проявления. – Алматы: Терра, 2007. – № 2 (3). – С. 120–127.
5. Вилесов Е.Н., Гужавина Е.А., Уваров В.Н. К характеристике континентальности климата Казахстана // Вопросы гидрологии орошаемых земель Казахстана. – Алма-Ата: КазГУ, 1986. – С. 44–54.
6. Вилесов Е.Н., Кочина Т.В. О возможности использования формулы Тюрка для расчёта испаряемости в условиях Казахстана // Вестник КазГУ. Серия географическая. – 2000. – №1 (10). – С. 10–14.
7. Долгих С.А. О многолетних тенденциях термического режима на территории Республики Казахстан // Гидрометеорология и экология. – 1995. – № 3. – С. 68–77.
8. Климат Алма-Аты. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 264 с.
9. Климат Казахстана / Под ред. А.С. Утешева. – Л.: Гидрометеиздат, 1959. – 367 с.
10. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Вып. 18. Кн. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 514 с.
11. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Вып. 18. Кн. 2. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 440 с.
12. Утешев А.С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления. – Алма-Ата: Наука, 1972. – 176 с.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Поверхностные воды на Земле находятся в жидком или твёрдом (ледники) состоянии. Все они тесно связаны круговоротом воды и составляют важнейший природный ресурс, требующий рационального использования, сохранения и охраны. Являясь компонентом ландшафта, они связаны с другими его составляющими и прежде всего – с климатом. С другой стороны, и сами поверхностные воды оказывают многостороннее воздействие на ландшафты.

Поверхностные воды на территории Казахстана изучали десятки и сотни исследователей. Крупный вклад в изучение ледников страны внесли *С.Е. Дмитриев, Н.Н. Пальгов, К.Г. Макаревич, П.А. Черкасов, Е.Н. Вилесов*; в изучение рек – *П.С. Кузин, И.С. Соседов, В.И. Коровин, Ю.Б. Виноградов, В.А. Семёнов, Р.И. Гальперин, В.М. Болдырев*; морей и озёр – *Л.С. Берг, А.Н. Косарев, И.А. Шикломанов, Н.Т. Кузнецов, А.В. Шнитников, Г.Г. Муравлёв*. В их трудах, а также в работах *А.П. Браславского, В.В. Голубцова, И.В. Северского, В.П. Благовещенского, А.П. Горбунова, П.П. Филонца, А.А. Турсунова, И.М. Мальковского, М.Х. Сарсенбаева, М.Ж. Бурлибаева* и многих других раскрыты основные особенности размещения и закономерности формирования, режима и динамики поверхностных вод Республики.

Географическое положение, разнообразие рельефа и климатических условий Казахстана обуславливают крайне неравномерное распределение поверхностных вод на его территории. Очень мало рек и озёр в аридных районах юга страны, значительно больше их на севере, в лесостепной зоне, лучше обеспеченной осадками, и исключительно много в высокогорьях, где они питаются «вечными» снегами и ледниками.

На равнинах Казахстана роль воды в формировании ландшафтов и производственной деятельности чрезвычайно велика: в пустыне она является единственным источником жизни и важным лимитирующим фактором в развитии хозяйства. Здесь одновременно сочетаются признаки крайней засушливости и обильного увлажнения территории и пересекающие её транзитные реки. Это обстоятельство связано с орографической неоднородностью страны – наличием пустынных равнин на большей части территории и высоких гор на юге и востоке, гидрологические условия которых весьма различны. Последние на равнинах определяются прежде всего климатическими факторами: малым количеством атмосферных осадков, высокими температурами воздуха летом с резкими их колебаниями, слабой облачностью, низкой влажностью воздуха, большой испаряемостью. С этими неблагоприятными для формирования стока условиями климата сочетается равнинность рельефа с небольшими уклонами и однообразными ландшафтами.

Горные системы юго-востока страны носят уже иные физико-географические черты. Высокие хребты являются мощными конденсаторами атмосферной влаги, приносимой западными ветрами. Высотный пояс максимального увлажнения (местами до 2500 мм) приурочен к гляциально-нивальная зоне с развитым современным оледенением.

Распределение и характеристика современного оледенения

Исследования ледников на территории Казахстана проводятся с конца XIX в. Но только в 1960–1970 гг., благодаря применению дистанционных методов, гляциологи Института географии АН РК (*Е.Н. Вилесов* и *П.А. Черкасов*) по материалам аэрофотосъёмки составили полный каталог ледников, на основе которого созданы карты горного оледенения страны (Атлас Казахской ССР, 1982 г.; Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, 1997 г.; Национальный атлас Республики Казахстан, 2006 г.).

Основная масса ледников в виде огромного ледяного пояса расположена на юге и востоке республики, где на высоту более 4000 м поднимаются хребты Тянь-Шаня – Таласский, Киргизский,

Илейский (Заилийский), Кунгей- и Терской-Алатау, а также хребты Жетысуского (Джунгарского) Алатау, Саура и Казахстанского Алтая. Самым «оледенелым» является хребет Жетысуский Алатау, на котором сосредоточено около половины общего числа и площади ледников страны (табл. 2).

Таблица 2

Распределение современного оледенения в горах Казахстана

Горная система	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Объем ледников, км ³
Казахстанский Алтай	328	72,3	1,6
Саур	18	14,8	0,5
Джунгарский Алатау	1369	813,9	35,4
Терской-Алатау	169	137,8	4,5
Кунгей-Алатау	163	126,4	4,0
Заилийский Алатау	393	422,7	16,7
Киргизский хребет	34	9,5	0,3
Таласский Алатау	250	76,5	1,0
Итого	2724	1673,9	64,0

В суровых условиях высокогорья Казахстана существуют не только ледники, но и многолетняя мерзлота, общая площадь которой оценивается в 32000 км², из них примерно 40 % приходится на горы Казахстанского Алтая. Нижняя граница распространения мерзлоты закономерно, в соответствии с климатом, увеличивается с севера на юг от 2000 м в горах Алтая до 3000 м на хребтах Тянь-Шаня.

Количество твёрдых атмосферных осадков в горах во много раз больше, чем на окружающих равнинах. Поэтому повсюду в горах Казахстана, особенно в зимне-весенний период, широкое распространение имеют снежные лавины – обрушения снега по склонам. Лавинная активность проявляется уже на высотах 1000–1200 м, где снегозапасы превышают критический предел, необходимый для лавинообразования. Лавины характерны для склонов крутизной более 20°, на которых высота снежного покрова достигает 30–50 см. Массовый сход катастрофических лавин вызывает большой материальный ущерб (например, в 1966, 1969 и 1976 гг.). В результате исключительно обильных снегопадов на северном склоне Заилийского (Илейского) Алатау 10–15 марта 1966 г., когда высота свежеснеженного снега

достигала 80 см, в междуречье Аксай-Тургень ниже 3200 м снежными лавинами было снесено со склонов более 110 млн. т снега. Максимальный измеренный объём лавины в долине р. Саркрамы (правого притока р. Малой Алматинки) составил тогда 365 тыс. м³. Лавина, сошедшая в марте 1969 г. в бассейне р. Хамир на Алтае, уничтожила 40 га строевого леса, а её объём достигал 1,5 млн. м³. Лавинной опасности в Казахстане подвержено около 50 тыс. км² горных территорий.



Карово-висячий ледник Маншук Маметовой в верховьях р. М. Алматинки (фото В.П. Благовещенского. Июнь, 2008 г.)

Ледники Казахстана оказывают существенное влияние на гидрологический режим горных рек, а также на климатические особенности, геоморфологические и др. физико-географические процессы высокогорья. Наибольшее практическое значение имеет их гидрологическая роль, поскольку летнее таяние ледников обеспечивает высокие расходы в реках именно тогда, когда наиболее велика потребность в воде в предгорьях и на соседних равнинах, особенно для орошаемого земледелия, а также для гидроэнергетики.

Абсолютная высота гор, их расчлененность и неравномерность поступления солнечной радиации на склоны разной крутизны и экспозиции предопределили морфологический облик ледников, которые «приспособились» к условиям рельефа и приняли определенные формы. Оледенение в горах Казахстана

представлено тремя основными группами типов: ледники долин (сложные долинные, простые долинные, котловинные, карово-долинные, висячих долин), составляющие 19 % общего числа и 66 % площади оледенения; ледники горных склонов (шлейфовые, висячие, каровые, карово-висячие, присклоновые, кулуаров) – соответственно, 79 % и 33 %; ледники на высокоподнятых древних денудационных поверхностях (ледники плоских вершин) – 2 % и 1 %.

Ледники долин обладают максимальными размерами. Они располагаются преимущественно на северных склонах хребтов, имеют хорошо развитые области питания, часто залегающие в многокамерных цирках. Наиболее крупными из ледников склонов являются шлейфовые, а самыми распространенными – каровые и висячие с их разновидностями.

Крупнейшим ледником Казахстана является сложный долинный ледник Корженевского, спускающийся с южных склонов Талгарского массива (4973 м) в Илейском Алатау. Его длина – почти 12 км, площадь – 35 км², максимальная толщина – около 200 м. Преобладающая же толщина ледников долин – 50–100 м, ледников склонов – 20–30 м.

К долинным относятся также ледник Туяксу, изучающийся с 1902 г. и залегающий в верховьях р. М. Алматинки, в 30 км к югу от южной столицы республики – г. Алматы, и ледник Шумского – в бассейне р. М. Баскан в Жетысуском (Джунгарском) Алатау. Эти ледники являются природными лабораториями казахстанских гляциологов и входят в число самых изученных ледников Земли.

Горы Казахстана находятся в пределах нескольких ландшафтных зон, климат которых по разному преломляется в структуре их вертикальной зональности. Это проявляется в закономерностях изменения нижней границы оледенения и фирновой линии (разделяющей области аккумуляции и абляции), абсолютные высоты которых увеличиваются с севера на юг и с запада на восток. Так, если на Алтае ледники спускаются в среднем до высоты 2600 м, то на Тянь-Шане – лишь до 3600 м, и соответственно, высота фирновой линии изменяется от 3000 до 4000 м, причём на северных склонах она на 200–250 м ниже, чем на южных.



*Самый изученный горный долинный ледник Земли – Туюксу
(в центре) и шлейфовый ледник Молодёжный (справа)
(фото В.П. Благовещенского. Июнь, 2008 г.)*

Основным типам ледников соответствуют свои вертикальные диапазоны оледенения: для долинных – 640 м, для склоновых – 400 м, плоских вершин – 260 м. Положительная разность оледенения всюду больше отрицательной, кроме ледников Таласского Алатау.

Концы долинных ледников спускаются в долины ниже по сравнению с языками ледников других типов. Языки ледников всех типов, кроме ледников плоских вершин, оконтуриваются боковыми, береговыми и фронтальными моренами, возникшими в «малый ледниковый период» (стадия фернау) – последнее наступание ледников, завершившееся в середине XIX в. Под слоем морены (от 20–30 см до 2–3 м) часто сохраняются массивы погребённого льда толщиной в десятки метров. Встречаются и так называемые «забронированные» ледники, почти сплошь покрытые моренными отложениями. Общая площадь таких морен составляет 300 км² (15 % от площади современных ледников).

Одной из особенностей орографии горных систем Казахстана является их протяжённость в широтном и субширотном направлениях. Эта особенность обуславливает наличие асимметрии в распределении оледенения на склонах разной экспозиции – от 60 до 80 % количества и площади ледников сосредоточено на северных макросклонах хребтов.

Для всех ледниковых районов Казахстана выявлены региональные зависимости размеров оледенения от абсолютной высоты. Например, в условиях Илейского Алатау минимальная высота хребта, необходимая для возникновения и хотя бы эпизодического существования небольших каровых и висячих ледников, – 3600 м; на 250 м выше, т.е. с высоты 3850 м, могут формироваться долинные ледники. Общий диапазон оледенения в горах страны составляет 4000 м. Максимальные площади оледенения в каждом ледниковом районе (от 20 до 30 % в 200-метровом высотном интервале) приурочены к тем высотным зонам, в пределах которых проходит средний для всех типов ледников уровень границы питания.

Ледники Казахстана имеют характерный низкотемпературный режим. Зимой активный слой ледников, до глубины 12–15 м, сильно выхолаживается. Температура поверхности снега на ледниках опускается до –10–20 °С.

Летом, в период абляции, поверхностные слои льда до глубины 1–1,5 м прогреваются до 0 °С. В придонных слоях мощных долинных ледников, толщиной более 70 м, нулевая температура сохраняется в течение всего года.

Движение ледников характеризуется малыми скоростями – от близких к 0 до 50–70 м/год, что связано с их небольшой толщиной и низкими температурами льда. Скорость движения у выявленных пульсирующих ледников, например у ледника Богатырь в Илейском (Заилийском) Алатау, достигает 300–400 м/год и более. Такие подвижки ледников происходят в результате накопления в области питания значительных масс снега (мощностью в десятки метров), что вызывает превышение критической толщины ледника и быстрое скольжение его по слою возникающей водной смазки.

Период абляции на ледниках обычно длится 2–2,5 месяца – с начала июля до середины сентября. Вблизи границы питания продолжительность периода абляции обычно сокращается вдвое. У ледников с низко спускающимися языками за лето стает слой льда около 3 м, а в исключительных случаях – до 5–6 м. 85 % тепла, поступающего летом на поверхность ледников, даёт солнечная радиация и лишь 15 % – приледниковый воздух; 22 % этого тепла расходуется на прогревание верхних слоёв льда, 78 % – на его таяние и испарение.

При изучении процесса таяния обнаружена его связь с температурой воздуха. В среднем для ледников Заилийского Алатау, на которых велись наблюдения, величина таяния льда составляет 8 мм на 1 °С средней суточной температуры воздуха при облачности 5 баллов. По наблюдениям, при запылённой поверхности таяние льда увеличивается на 18–20 %. Под сплошным чехлом мелкозёма и щебня толщиной в 10 см таяние льда уменьшается почти наполовину, а под слоем морены в 2 м таяние прекращается полностью.

Воды, образующиеся при таянии снега и льда, участвуют в питании горных рек. Летом сток рек в их верховьях на 80–90 % состоит из талых ледниковых вод, на выходе из гор их доля в общем стоке снижается до 30–50 %. По оценкам, основанным на расчете суммарной абляции по средней летней температуре воздуха на высоте границы питания, при таянии ледников страны ежегодно образуется около 2 км³ воды.

Ледники представляют собой весьма динамичные ландшафтные комплексы, чутко реагирующие на изменения климата. Состояние ледников определяется балансом их массы. В настоящее время баланс массы абсолютного большинства ледников отрицательный. Поэтому ледники отступают на 5–20 м/год и сокращаются по площади на 10²–10⁴ м². Запасы содержащегося в них льда ежегодно уменьшаются на 0,5–1,0 %. В результате проведения мониторинга состояния оледенения Илейского Алатау установлено, что за 35 лет (1955–1990 гг.) площадь и объём ледников сократились почти на 30 %. По оценкам гляциологов, в настоящее время площадь современных ледников в Казахстане сократилась (по сравнению с данными, приведенными в таблице 2), по крайней мере, на 1/3 и составляет ныне около 1100 км². Тем не менее такие потери льда пока не представляют серьёзной опасности для резкого сокращения стока рек с ледниковым питанием в течение ближайших десятилетий.

Вместе с тем в условиях увеличивающегося антропогенного воздействия на природную среду и потепления климата высокогорья, связанного, в частности, с повышением содержания СО₂ в атмосфере, процесс деградации оледенения будет продолжаться в будущем с возрастающей интенсивностью. Согласно сверхдолгосрочному прогнозу, основанному на

экстраполяции тенденции и скорости дегляциации, современное оледенение в горах Казахстана может сократиться вдвое к середине и полностью исчезнуть к концу XXI века. Таким образом, уже сейчас заявляют о себе проблемы, связанные с адаптацией природы и хозяйства горных районов к предстоящим изменениям климата, оледенения и стока.

Гидрометрическая характеристика и экологические проблемы рек

Характер гидрографической сети, режим и сток рек республики существенно зависят от широтной (а в горах – и высотной) зональности климата и ландшафтов. При высокой испаряемости, достигающей на севере страны 500 мм, а на юге – 2000 мм, испарение на большей части территории равно количеству выпадающих осадков, поэтому всюду наблюдаются недостаток влаги в почве и черты аридности в облике ландшафтов.

В связи с дефицитом влаги, особенно резко выраженным в пустынных районах, поверхностный сток мал, речная сеть очень разреженная, а реки маловодны. Многие реки образуют самостоятельные бассейны замкнутого стока и заканчиваются в небольших бессточных озёрах (р. Силеты), теряются в песках (рр. Сарысу, Тургай) или в собственных наносах (р. Шидерты).

С ландшафтно-климатической зональностью связана неравномерность густоты речной сети. В лесостепной и степной зонах она равна 0,03–0,1 км/км², в пустыне же снижается до 2 м/км² и даже до нуля. Наибольшей густотой речной сети – до 1,8–2,0 км/км² – отличаются хорошо увлажненные высокогорья Алтая и Тянь-Шаня.

Большинство рек принадлежит к внутренним бассейнам Каспийского и Аральского морей, озёр Балхаш и Тенгиз. Лишь реки, достигающие Ертиса, Есиля и Тобыла, доносят свои воды до Карского моря. На территории Казахстана насчитывается около 85 тыс рек и временных водотоков, из которых только 8 тыс рек (около 10 %) имеют длину более 10 км и лишь 10 крупных рек – свыше 800 км (табл.3).

Гидрометрическая характеристика крупнейших рек Казахстана

Река	Пункт наблюдения	Длина, км		Площадь бассейна, тыс км ²			Расход воды, м ³ /с	Стоимость, млн м ³
		общая	пределах Казахстана	общая	пределах Казахстана	у пункта наблюдения		
Ертис	на границе Казахстана	428	1700	164	234	-	880	2775
Ишим	г. Петропавловск	4	1400	3	123	118	56,3	2
Тобыл	на границе Казахстана	245	800	177	130	121	29,0	1775
Урал	с. Кушум	0	1082	426	72,5	180	355	914
Сырдарья	ст. Тюмень-Арык	159	1400	231	240	219	703	1120
	с. Амангельды	1	800	462	62,5	26,7	70,0	0
Шу	разъезд 57	242	671	148	81,6	25,1	3,1	2217
Сарысу	г. Капчагай	8	815	81	68,4	113	464	0
Иле	с. Романовка	301	978	6	60,8	48,1	15,0	2426
Нура	пески Тосым	9	827	140	157	56,0	8,5	85
Тургай		106		60				1461
		7		8				6
		671		157				473
		134						268
		8						
		978						
		827						

Территорию Казахстана можно условно разделить на 8 водохозяйственных бассейнов: Арало-Сырдарьинский, Шу-Таласский, Балхаш-Алакольский, Ертисский, Есильский (Ишимский), Нура-Сарысуский, Тобыл-Тургайский и Жайык-Каспийский с различными водными ресурсами (табл. 4).

В настоящее время общие водные ресурсы рек Казахстана в средний по водности год с учетом стока, поступающего из сопредельных регионов, составляют 100,5 км³, из которых только 56,5 км³ формируются на территории страны.

Средняя водообеспеченность стоком территории страны составляет около 20 тыс м³/км² год. По обеспеченности стоком Казахстан среди стран «ближнего зарубежья» стоит на последнем месте (даже позади Туркменистана). Наиболее обводнены горные районы юга и востока республики, где на 1 км² приходится до 200 тыс. м³ воды. Наименее обеспечены водой – менее 1 тыс. м³/км² – районы Прикаспия, восточного Приаралья и юго-западного Прибалхашья.

Водные ресурсы Республики Казахстан

Бассейн	Средний многолетний сток, км ³		Сток, км ³ , при обеспеченности		Располагаемые ресурсы в маловодный год, км ³	
	всего	в т.ч. из сопредельных стран	75 %	95 %	75 %	95 %
Арало-Сырдарьинский	17,9	14,6	14,7	14,2	9,8	9,3
Балхаш-Алакольский	27,8	11,4	22,8	17,8	7,0	5,4
Ертисский	33,5	7,5	26,6	19,7	10,8	8,0
Ишимский	2,6	–	1,1	0,3	0,4	0,1
Нура-Сарысуский	1,3	–	0,4	0,1	0,3	–
Тобыл-Тургайский	2,0	–	0,8	0,3	0,3	–
Шу-Таласский	4,2	3,0	3,5	2,8	3,0	2,3
Урало-Каспийский	11,2	7,5	6,2	3,0	1,0	0,3
Всего по стране	100,5	44,0	76,1	58,2	32,6	25,5

Водность рек зависит от размеров их стока, который определяется соотношением атмосферных осадков и испарения. Поэтому сток больше на севере страны и, естественно, в горах. В лесостепной и степной зонах модуль годового стока составляет 0,9–0,5 л/с·км², в зонах полупустынь и пустынь его величина падает до 0,1 л/с км² и менее. Сток несколько возрастает на низкогорьях Казахского мелкосопочника – до 1 л/с км² – и особенно резко – в горах юго-востока страны – до 10–30 л/с км², – чему способствуют орографический фактор и повышенная увлажненность. Выраженный в слое воды годовой речной сток равен 15–20 мм в лесостепи, 5–10 мм – в степях, менее 3 мм – в полупустынях и пустынях (где летом количество осадков на порядок меньше испаряемости), 300–600 мм – в среднегорном поясе и 1000 мм и более (до 2000 мм на Алтае) – в гляциально-нивальном поясе.

В соответствии с размерами стока и осадков в каждой ландшафтной зоне меняется и величина коэффициента стока. В зоне лесостепи он равен в среднем 0,1, в степях снижается до 0,04–0,02, а в пустынях – до 0. Резкое увеличение коэффициента

стока имеет место в горах: в средне- и высокогорье он достигает 0,6–0,8, а выше 3500 м, в зоне ледников, приближается к единице, заметно превышая ее в отдельные годы.

Годовой водный баланс территории Казахстана в целом оценивается так: осадки – 572 км^3 (210 мм в слое воды), сток – 56 км^3 (21 мм), испарение – 516 км^3 (189 мм). Таким образом, 90 % атмосферных осадков, выпадающих на территорию страны, расходуется на испарение и только 10 % выносятся речным стоком в Карское море и внутренние водоёмы.

По характеру питания реки Казахстана можно разделить на три типа: преимущественно снегового питания, ледникового и смешанного. В действительности реки имеют один источник питания – атмосферные осадки. Поэтому ссылки на разнообразные источники питания следует понимать условно. Преобладание одного источника питания над другим тесно связано с зонально-провинциальными различиями на равнинах и высотной поясностью в горах.

Реки на равнинах страны имеют преимущественно снеговое питание с весенним половодьем и по водному режиму относятся к особому казахстанскому типу. Поэтому основными факторами, определяющими годовой сток равнинных рек, являются характер распределения снежного покрова по поверхности водосборов, запасы воды в снеге, степень увлажнения и глубина промерзания почвы к началу снеготаяния, интенсивность таяния снега. Запасы воды в снеге к концу зимы, в соответствии с широтной зональностью, уменьшаются от 100–80 мм на севере до 40–20 мм на юге. Выпадающие летом дожди почти не отражаются на питании рек, так как в это время дефицит влажности воздуха и сухость почвы настолько велики, что осадков «хватает» только на испарение и смачивание верхнего слоя почвы.

Одним из главных факторов, влияющих на величину и режим стока горных рек, является абсолютная высота рельефа, с увеличением которой возрастают осадки и снижается испарение. На северном склоне Илейского (Заилийского) Алатау годовые осадки увеличиваются от 200–250 мм на предгорной полупустынной равнине до 1200 мм и более в зоне ледников.

Талые воды высокогорных снегов и ледников служат

основным источником питания горных рек алтайского и тянь-шанского типов, характеризующихся высокой летней водностью. Доля ледникового стока в среднегорном поясе превышает 50 %, в перигляциальной зоне она увеличивается до 85–90 %. Роль дождевого питания в стоке горных рек сравнительно невелика – 5–10 %. Наибольшее значение оно имеет для рек со средней высотой водосборов менее 2000 м и для рек с временным стоком. На временных водотоках низкогорий (хребет Каратау, горы Айтау) дождевое питание достигает 20–30 %. Подземное питание имеет значительную долю стока, до 25–30 %, у рек с низко расположенными водосборами. Во влажные годы доля всех видов питания, кроме ледникового, увеличивается. Ледниковое же питание в такие годы, вследствие уменьшения периода абляции и её интенсивности, играет меньшую роль.

Средний годовой сток равнинных рек и его внутригодовое распределение повсеместно определяются синоптическими условиями, характером рельефа, его гипсометрией и ориентацией водосбора по отношению к господствующему западному переносу влагоносных воздушных масс. Реки полноводны только весной, т.к. 85–96 % годового стока проходит в апреле, мае, а на летне-осенний период приходится от 0 до 13 % стока. Многие реки летом пересыхают, распадаются на отдельные плесы, соединяющиеся между собой лишь подземным стоком в аллювии, либо совсем изолированные и осолоняющиеся. Зимой равнинные реки еще более маловодны, давая в среднем (кроме Есиля и Тобыла) менее 1 % годового стока. Наибольший месячный сток – 62–97 % – наблюдается в апреле, наименьший – в январе – феврале – 0,05–0,20 %. Максимальные измеренные расходы в весеннее половодье достигают 8200 м³/с на р. Ертис и даже 14000 м³/с на р. Жайык (гидропост Уральск, 1957 г.).

В горных реках высокий сток приходится на летний период, когда тают высокогорные снега и льды. Весной (апрель – май) сток также повышенный, но его доля в годовом стоке за это время в 3–5 раз меньше, чем на равнине. Минимальный сток приурочен к зиме (январь – февраль), когда питание рек осуществляется лишь за счёт запасов подземных вод.

Многолетние колебания водности рек весьма велики, что обусловлено непостоянством климатического режима.

Многоводные периоды сменяются маловодными, продолжающимися до 5–7 лет. Водность отдельных рек в такие годы может уменьшаться, по сравнению со средней, в 20–30 раз (рр. Есиль, Нура), а иногда – в 50–60 раз (р. Шидерты). Длительность многоводных циклов, когда сток в 3–5 раз больше нормального, не превышает 2–3 лет. Коэффициент вариации, который служит мерой изменчивости речного стока, в условиях равнин равен 0,85–1,50 и более. В горах средний годовой сток, благодаря участию в нем гарантированного ледникового стока, характеризуется значительно меньшей изменчивостью. Так, сток ледниковых рек Илейского (Заилийского) Алатау – Б. и М. Алматинки, Талгар, Есик и Тургень – в много- и маловодные годы отличается лишь в 2–3 раза. Соответственно уменьшается и величина коэффициента вариации – 0,14–0,20.

Для всех рек страны характерен ледостав, а мелкие реки зимой промерзают до дна. Ледовые явления на равнинных реках начинаются с появления сала и заберегов. В конце декабря толщина льда достигает 40–60 см, а к концу зимы – 100–200 см, в суровые зимы на севере – до 190 см. Длительность ледостава составляет 2–4 месяца. Весенние ледовые явления начинаются в начале апреля на юге и в середине апреля на севере, а очищение рек от льда – во второй и третьей декадах апреля. После вскрытия равнинных рек температура воды в них быстро повышается. В июле на севере она равна 18–20 °С, на юге – 22–24 °С, с максимумом до 28–30 °С.

Ледовый режим горных рек непостоянен во времени и различен по территории и длине рек. Для рек Алтая, Тарбагатая и Саура характерен устойчивый и длительный (5–6 месяцев) ледостав. Ледовый режим рек в горах Тянь-Шаня крайне непостоянен из-за высокой скорости течения и частых потеплений. На Ертисе, Иле ледостав наблюдается по всей их длине, а его продолжительность возрастает вниз по течению. На горных реках, текущих на север, бывают заторные явления. Температура воды в горных реках летом повышается от 0 °С в истоках, у ледников, до 10–15 °С у выхода из гор.

Гидрохимический режим рек зависит от климатических условий и источников питания, от характера почв и пород, слагающих бассейны. Вода равнинных рек в половодье мало

минерализована (200–300 мг/л), но именно в этот период с максимумом стока выносятся основная масса растворенных солей (60–100 %), среди которых преобладают соли кальция и натрия. На юге Сарыарки круглогодично преобладают воды с катионами натрия и минерализацией 3–4 тыс. мг/л. В нижнем течении Тобыла, Есиля и Нуры в летнюю межень воды содержат 700–1500 мг/л, а зимой до 2–3 тыс. мг/л растворимых солей. У транзитных рек в полупустынях и пустынях минерализация воды в их верховьях в половодье – 100–200 мг/л, в межень – 400–800 мг/л, у Большого и Малого Узеней – до 7 тыс. мг/л. Рекордно высокая степень минерализации воды в р. Сагиз: в половодье – 700–900 мг/л, в межень – до 20 тыс. мг/л. Воды равнинных рек относятся преимущественно к сульфатному или хлоридному классам. Воды рек Западного и Центрального Казахстана могут использоваться для бытовых нужд и орошения только в период весеннего половодья.

Воды горных рек Алтая и Тянь-Шаня слабо минерализованы и относятся к гидрокарбонатному классу. В половодье их минерализация не превышает 150–200 мг/л, а в истоках – всего лишь 30–50 мг/л. Эти воды можно использовать для любых бытовых, сельскохозяйственных и технических нужд.

Твердый сток рек определяется мутностью воды и объемом приносимого материала, зависящими от расчлененности рельефа, уклонов ложа, скорости течения, литологии размываемых пород. Обычно за половодье проходит 90–95 % годового стока взвешенных наносов, в межень мутность минимальна. Наибольшей мутностью отличаются реки Западного Казахстана, Сырдарья, Шу, Иле с притоками, протекающие по рыхлым, легко размываемым песчано-глинистым толщам четвертичных отложений. Мутность воды р. Иле – 650 г/м³, в низовьях Шу – 900 г/м³, Сырдарьи – до 1200 г/м³.

Мутность горных рек Алтая, Тарбагатая, Саура, Жетысуского Алатау в их верховьях, где русла лежат в твердых коренных породах, трудно поддающихся размыву, не превышает 50 г/м³. Вниз по течению мутность возрастает до 200–400 г/м³, а в бассейне Иле – до 800–1000 г/м³ – за счёт размыва берегов в степном и полупустынном поясах низкогорий. Максимальная мутность у горных рек бывает во время паводков и прохождения селей.

Селевые потоки отмечены во всех горных районах юго-востока Казахстана, особенно в Илейском, Жетысуском и Таласском Алатау, Очаги зарождения селей расположены в гляциально-нивальной зоне, где широко распространены приледниковые озёра, древние и современные морены и флювиогляциальные отложения, а также в среднегорье, где поверхность сложена толщами аллювиальных и делювиальных наносов. В горах страны насчитывается более 300 селевых бассейнов и 5600 селевых очагов, где за последние 150 лет зарегистрировано около 800 случаев прохождения селей. Здесь же имеются живописные водопады, самый высокий из которых – Бурхан Булак (выше 100 м) в Жетысуском Алатау (ущелье р. Кора) на высоте 2000 м. Интересно, что самый широкий водопад Казахстана – Кокколь (ширина 10 м, высота – ок. 60 м) находится на р. Большой Кокколь (Алтай, Катунский хребет).

Классической ареной проявления катастрофических селей является Илейский Алатау, в котором зафиксировано более 450 выбросов селей. Здесь 75 % селей возникли при выпадении ливневых дождей, 22 % – от прорыва моренных озёр при интенсивном таянии снега и льда и 3 % – в результате прорыва завальных водоёмов, вызванных землетрясениями. Так, к сейсмогенным относятся разрушительные сели 1841 и 1887 гг. На ледниковых реках Талгар и Есик до 70 % селей имели гляциальный генезис. Причиной катастрофического селя 1921 г. на М. Алматинке послужило выпадение за один дождь (в ночь с 8 на 9 июля) 116 мм осадков. Максимальные расходы селя достигали 5 тыс. м³/с, а объём селевых выносов – до 10 млн. м³.

Гляциальные сели 1963, 1973 и 1977 гг. характеризуются как крупнейшие в XX веке. Сель 7 июля 1963 г. возник при прорыве моренного озера Жарсай в верховьях р. Есик, его максимальные расходы достигли 12 тыс. м³/с. В результате было уничтожено это живописное озеро с объемом воды более 20 млн. м³, просуществовавшее 8000 лет. К настоящему времени оно частично восстановлено



Заилийский Алатау, долина р. М. Алматинка после селя 1973 г.

Катастрофический селя 15 июля 1973 г. сформировался при прорыве приледникового озёра Туюксу в истоках М. Алматинки. Благодаря построенной в Медео в 1966–1967 гг. по способу направленных взрывов каменно-набросной плотине с селехранилищем столица республики была защищена от катастрофы. Тем не менее суммарный ущерб от этих селей оценивается более чем в 700 млн руб. (в ценах до 1992 г.).

В феврале 1988 г. прошёл селя в песчаном массиве Моинкум в низовьях р. Каскелен. По своим масштабам он в 20 раз превысил селя 1973 г. на Медео. Причиной его стала неправильная эксплуатация отстойника сточных вод г. Алматы в урочище Жаманкум (в 30 км к северо-западу от южной столицы).

Планомерные работы по борьбе с селями в Казахстане начаты с 1973 г. после создания специализированной организации – Казселезащиты. Первым примером успешной борьбы с селями в нашей стране и в мировой практике стало строительство комплекса противоселевой защиты столицы Казахстана. Сооружены три крупные селезадерживающие плотины: на р. М. Алматинка – 150-метровая плотина Медео с ёмкостью селехранилища 12,6 млн. м³ и 17-метровая плотина Мынжилки с ёмкостью 0,22 млн. м³, на р. Б. Алматинка – 40-метровая плотина с ёмкостью 8,1 млн. м³. В верховьях этих рек для опорожнения моренных озёр построены водосбросные каналы, а в черте города – водосбросные тракты с наносотстойниками. Город

Алматы с этим уникальным комплексом стал международным центром опыта борьбы с селевыми потоками.

Каналы – это искусственные реки, предназначенные для орошения, обводнения земель, водоснабжения промышленных предприятий и сельского населения. Крупнейший в Казахстане – канал им. К.И. Сатпаева (Ертис – Караганда – Жезказган) длиной около 1000 км. Его ширина в верхней части русла – 40 м, у основания – 4 м, глубина – 5–7 м. Средний расход в головной части – около 100 м³/с, полезный объём стока – 2,2 млрд м³ воды. Вдоль канала построено более 100 различных гидротехнических сооружений. Он играет огромную роль в сельском хозяйстве Павлодарского Прииртисья и Центрального Казахстана.

К крупным каналам относятся также Арысь – Туркестанский, длиной 200 км, орошающий поля трёх районов Южно-Казахстанской области; канал Жанадарья, длиной 600 км, проходящий по старому руслу Сырдарьи и обводняющий около 135 тыс га угодий в Кызылординской области; Жайык-Кушумская оросительная система, общей длиной 2000 км и с расходом воды 125 м³/с, обводняющая 1,4 млн. га и орошающая 50 тыс. га сельхозугодий в Западно-Казахстанской области. Кроме того, имеется целый ряд более мелких каналов: Чирчикский, Шуский, Коксуский, левый и правый Казалинские, Большой Алматинский им. Д.А. Кунаева (р. Шелек – р. Чемолган) и др.

Из рек в Казахстане судоходны Ертис, Жайык (Урал), Иле, Есиль (в районе г. Петропавловска). Для плоскодонных судов (катерное судоходство) частично доступны также Сырдарья, Каратал, низовья Убы и Бухтармы. На всех крупных реках развито рыболовство.

Существенно значение рек в гидроэнергетике. На Ертисе сооружены Усть-Каменогорская и Бухтарминская ГЭС, на Сырдарье – Шардаринская и Кызылординская плотины, на Иле – Капшагайская ГЭС. Используются запасы гидроэнергии горных рек: ГЭС – на р. Ульбе, каскад ГЭС – на р. Б. Алматинке и др. В ближайшей перспективе предусмотрено строительство каскада малых ГЭС на р. Есике, Мойнакской ГЭС на р. Чарын и Кербулакской ГЭС на р. Иле.

Преобладающая часть речного стока сосредоточена в реках

Ертис, Есиль, Тобыл, Сырдарья, Иле и др., вдоль которых концентрируются население, промышленное и сельскохозяйственное производство. Уровень хозяйственного использования водных ресурсов рек является одним из наивысших среди стран ближнего зарубежья: отношение водопотребления к объёму среднего многолетнего стока рек составляет 67 %. Например, в 1989 г. в республике использовано 31 км^3 воды, в т.ч. $21,1 \text{ км}^3$ – в сельском хозяйстве, $6,9 \text{ км}^3$ – в промышленности, $1,2 \text{ км}^3$ – для нужд населения. В результате сложилась сложная и напряженная обстановка на большинстве рек. В связи со структурной перестройкой экономики и уменьшением расходования воды в аграрном и индустриальном секторах объём забора воды из природных водных объектов в 2003 г. (в сравнении с 1989 г.) сократился на 9 км^3 и составил 22 км^3 .

В районах с развитой промышленностью сильному загрязнению подвергаются реки Ертис, Есиль, Тобыл, а в районах развитого орошения на загрязнение хозяйственно-бытовыми и промышленными сточными водами накладывается сброс минерализованных возвратных и коллекторно-дренажных вод с оросительных систем. Многие, особенно горные, реки в вегетационный период полностью используются для орошения. По мнению экологов, наиболее загрязненной рекой в стране является Сырдарья (напомним, что мутность её воды составляет $1,2 \text{ кг/м}^3$), по степени загрязненности она стоит на третьем месте в мире, впереди неё – Хуанхэ и Амударья, а позади – Колорадо, Нил, Ганг и Волга.

В том же 1989 г. в реки было сброшено $7,5 \text{ км}^3$ сточных вод, из них загрязненных – 339 млн м^3 , в т.ч. без какой-либо очистки – 55 млн м^3 . Основные источники загрязнения – предприятия металлургии (Ертисский, Лениногорский (ныне – Риддерский), Усть-Каменогорский, Зыряновский комбинаты и др.), нефтехимии, Актюбинский завод хромовых соединений, жилищно-коммунальное хозяйство. В результате сброса сточных вод в реках бассейна Ертиса концентрации тяжелых металлов достигали 100 ПДК. Отмечено экстремально высокое (до 687 ПДК) загрязнение р. Илек хромом. В водах р. Нуры регистрировалось высокое содержание фенолов (15 ПДК), нефтепродуктов (8 ПДК), ртути (2 ПДК).

Для восстановления нормального гидрологического и санитарного режима необходимо разработать схемы охраны рек и их бассейнов, установить границы водоохраных зон, осуществить облесение и залужение земель в прибрежных водоохраных полосах, очищение и углубление дна, укрепление берегов, вынесение за пределы водоохраных зон наиболее вредных хозяйственных объектов. При использовании рек следует предусмотреть ограничение водозабора из них и сброса сточных вод, наиболее целесообразное развитие бассейна, соответствующее его природным особенностям. Согласно новому Водному кодексу Республики Казахстан, все водные ресурсы на территории государства (прежде всего – реки) составляют водный фонд страны. Поэтому перечисленные выше мероприятия по их рациональному использованию, воспроизводству и охране следует широко внедрять во все виды социально-экономической деятельности на национальном и субрегиональном уровнях.

Внутриконтинентальные моря и озёра

На территории Республики Казахстан (без Каспия и Арала, прудов, водохранилищ и плёсовых озёр) насчитывается более 48 тыс. озёр (размером от 1 га и выше) с общей площадью около 45 тыс км². По количеству малые озёра (менее 1 км²) составляют 94 %, а по площади – 10 %. Крупных озёр (более 1 км²) – около 3 тыс, а озёр площадью более 100 км² – всего 22.

Несмотря на большое количество озёр, они имеют ряд общих особенностей: бессточность, мелководность, резкие изменения уровней и объемов воды в течение года. Озёра, как и реки, по территории страны размещены крайне неравномерно. Часто они удалены друг от друга на сотни километров или, наоборот, расположены настолько плотно, что образуют озёрные области. Так, на севере Кокшетау встречаются участки площадью до 1500 км², на которых озера занимают до 40 % поверхности. Именно здесь, в лесостепной и степной зонах, больше всего озёр – более 25 тыс, и на 100 км² приходится около 2 км² акватории озёр. В пустынях Южного Казахстана также достаточно много озёр, особенно в поймах и дельтовых участках бессточных рек, слепо теряющихся в песках. Кроме того, в пустынях имеются

обширные впадины, где расположены самые крупные озёра – Балхаш, Алаколь, Сасыкколь и др.

Большинство водоёмов находится на абсолютных высотах 100–350 м. Средние глубины обычно не превышают 2 м, максимальные – от 4–8 до 45 м. Общий объём воды в озёрах оценивается в 190 км³ (табл. 5). Коэффициент озёрности по отдельным областям колеблется от 0,0002 до 4,4 %, а по стране в целом он составляет 1,66 %.

Таблица 5

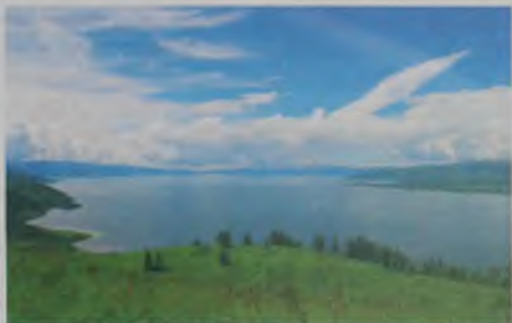
Морфометрическая характеристика крупнейших озёр Казахстана

Озеро	Площадь водосбора, тыс. км ²	Абсолютная высота, м	Площадь озера, км ²	Длина, км	Ширина, км	Максимальная глубина, м	Объём воды, км ³
Балхаш	501	342	18200	605	74	26	112
Алаколь	68,7	347	2200	104	52	45	58,6
Тенгиз	94,9	304	1162	74	40	8	0,6
Селетынгениз	23,4	65	777	65	22	3,2	1,5
Сасыкколь	–	350	745	50	20	4,7	2,7
Маркаколь	1,18	1449	449	38	19	27	6,3
Сарыкопа	0,985	101	336	28	13	4	0,7
Улькенкарой	7,49	57	318	68	12	–	–

Озёрные впадины относятся к различным генетическим группам, что обуславливает большое разнообразие озёр по размерам, очертаниям, глубине, режиму, гидрохимическим особенностям. Различия в генезисе котловин зависят как от эндогенных факторов – новейших тектонических движений, сейсмичности, литологии пород, – так и от экзогенных – действия речной эрозии, ветра, льда, карста, суффозии, гравитационных процессов. При этом нельзя не учитывать изменений, вызываемых деятельностью человека и колебаниями климата.

К тектоническим впадинам горных и равнинных областей относятся меж-, внутри- и предгорные впадины, грабено-трещинные впадины гранитных массивов, платформенные прогибы, компенсационные мульды соляных куполов, а к экзогенным – эрозионные (остаточные плёсы, пойменные, дельтовые и

конечносточные озёра), сорово-дефляционные и дефляционные, суффозионные, карстовые, гравитационные и экзарационно-ледниковые впадины. Больше всего в Казахстане дельтовых и пойменных озёр. Только в дельте р. Иле их почти 11 тыс, много их в низовьях Сырдарьи, Шу, Сарысу и др. рек.



Озеро Маркаколь в Казахском Алтае

По условиям водообмена на территории Казахстана представлены бессточные (их большинство), периодически сточные и сточные озёра. В водном питании озер основную роль играет поверхностный сток во время весеннего половодья, когда уровень озер поднимается от 0,2 до 6 м. Второе место принадлежит запасам снега на льду озёр и осадкам, выпадающим на их акваторию в безледоставный период. Грунтовое питание получают озёра с глубоко врезанными котловинами. Убыль воды из озёр осуществляется частично путём фильтрации, но главным образом за счет испарения с водной поверхности, особенно в бессточных озёрах. Все эти компоненты водного баланса озёр подвержены резким внутригодовым и многолетним колебаниям, которые в условиях огромной испаряемости и мелководности озёр ведут к непостоянству их уровня, высыханию их значительной части летом и осенью, полному пересыханию в маловодные годы и периоды. К примеру, в маловодный период 1936–1940 гг. в Северном Казахстане пересыхало до 70 % озёр.

Общие черты термического режима озёр соответствуют

широтной зональности природных условий. Континентальный климат обуславливает сильный прогрев воды летом и длительный ледоставный период с образованием мощного ледяного покрова, нередко с промерзанием озёр до дна. Ледостав на озерах севера страны устанавливается в начале ноября, на юге – на месяц позже. Средняя многолетняя толщина льда на северных озерах составляет 120–140 см (в суровые зимы – до 160–180 см), на южных – 60–70 см. Таяние льда и очищение акватории озёр от него происходит с начала апреля до начала мая на севере и на 1–1,5 месяца раньше на юге. При интенсивной инсоляции весной озёрагреваются очень быстро, и к концу мая температура воды повышается до 10–15 °С. В июне – августе средняя месячная температура воды держится в пределах 18–22 °С. Наибольший прогрев (до 28–33 °С) наблюдается в конце июля – начале августа. В сентябре температура падает до 9–14 °С, в октябре – до 2–6 °С, в ноябре – понижается до 0 °С. В период ледостава она повышается за счёт теплоотдачи от дна до 2–4 °С. Для термического режима озёр летом характерна прямая, а зимой – обратная стратификация.

Водно-солевой баланс озёр в основном определяется зональностью ландшафтно-климатических условий. Химический состав озёрных вод отличается разнообразием и непостоянством общей минерализации и состава солей. Вместе с нарастанием аридности с севера на юг в этом же направлении увеличивается и минерализация озёрных вод. Сезонные и многолетние колебания концентрации солей и их состава связаны с крайней неустойчивостью водного режима самих озёр. Зональные изменения солевых свойств озёр часто нарушаются в связи с засоленностью почво-грунтов, типом водного питания, глубиной озерной котловины и др. факторами. Поэтому величина общей минерализации воды в озерах страны колеблется в широких пределах – от 0,05 г/л (приледниковые озера) до 335,8 г/л (пересыхающее озеро Биесойган в Карагандинской обл.). Солёность воды озёр обычно резко понижается в весеннее половодье и к осени, а в мелководных озёрах она возрастает ещё и зимой вследствие льдообразования.

Минерализация воды – важный показатель ее использования. По степени солёности различают воды пресные (до 1 ‰,

или 1 г/л), солоноватые (1–25 ‰), соленые (26–50 ‰) и рассолы (более 50 ‰). Весь этот спектр солёности представлен в озёрах страны. Питьевой считается вода с минерализацией не более 1 г/л, удовлетворительной – до 2 г/л. Количество солей в воде, используемой для полива полей, также не должно превышать 1 г/л. Из общего объёма озёрных вод страны 140 км³ (74 %) имеют минерализацию более 3 г/л. В пресных озёрах аккумулируется преимущественно мягкая или умеренно жесткая нейтральная вода, в солоноватых и солёных озёрах – очень жёсткая, с высоким содержанием кальция и магния, слабо щелочная вода.

Для казахстанских озёр характерны следующие химические классы воды: гидрокарбонатный – в горах и предгорьях Алтая, Саура и Тянь-Шаня; сульфатный – в пустынях Бетпакдала, Мойынкумы, Присырдарьинские Кызылкумы; хлоридный – сухостепное левобережье Ертиса, Казахский мелкосопочник. В целом около 87 % объёма вод озёр относятся к сульфатному классу, 10 % – к гидрокарбонатному и 3 % – к хлоридному.

Содержание микроэлементов в озёрных водах характеризуется таким рядом (по мере убывания): бром, бор, фтор, йод, молибден, цинк, марганец, железо, свинец, кобальт, медь, никель. Концентрация металлов с увеличением солёности воды понижается, а фтора, йода, брома и бора – увеличивается. В связи с высоким содержанием растворённых и взвешенных веществ прозрачность воды равнинных озёр невелика – от 0,1 до 3 м, в горных озёрах она повышается до 5–15 м. Цвет озёрной воды меняется от голубовато-зелёного до желтовато-коричневого. В большинстве озер вода горько-солёная на вкус, иногда с запахом сероводорода.

Самое солёное горное бессточное озеро в Казахстане – Тузколь (ок. 2000 м н.у.м.) – находится на востоке Алматинской области в горном обрамлении Кегенской впадины, у подножия гор Каратау и Ельчинбуйрюк, в 35 км от п. Сарьжас (Раимбекский район). Площадь озера ок. 7 км², глубина до 1 м. Его солёность изменчива по сезонам и по годам – от 52 до 242 г/л*.⁵

* Для сравнения: солёность Мёртвого моря (Израиль) – 260–300 г/л, солёность Большого Солёного озера (США, штат Юта), в зависимости от уровня, изменяется от 137 до 300 г/л.

Рапа имеет сульфатно-хлоридный магниевно-натриевый состав. Грязи и рапа обладают лечебными свойствами.

Ресурсы озёр многообразны: вода, рыба (около 50 видов), различные соли, строительные материалы (песок, гравий, галечники), заросли тростника и др. водной растительности, отложения торфа и сапропеля, лечебные грязи (органо-минеральные, сероводородные, сапропелевые) и рапа и др. виды природных богатств. В пресных и солоноватых озёрах разводят водоплавающую птицу и ондатру, созданы охотничьи хозяйства и заповедники (Коргалджинский, Маркакольский, Алакольский), на берегах озёр – санатории, дома отдыха и туристские базы.

На территории Казахстана построено множество искусственных озёр – водохранилищ, обеспечивающих водохозяйственные нужды промышленности и сельского хозяйства. Общее число крупных, средних и малых водохранилищ-прудов превышает 4 тыс общей площадью около 10 тыс км² и объёмом 95 км³ воды, в т.ч. 22 водохранилища ёмкостью более 100 млн м³ каждое. 92 % объёма вод водохранилищ относится к гидрокарбонатному классу, с минерализацией от 0,13 до 1,7 г/л.

Крупнейшие водохранилища – Бухтарминское на Ертисе с полным объёмом 49 км³, Капшагайское на Иле с объёмом 14 км³, Шардаринское на Сырдарье – 5,2 км³, Верхне-Тобыльское и Каратомарское на Тобыле – соответственно, 0,82 и 0,59 км³, Вячеславское и Сергеевское на Есиле – 0,4 и 0,7 км³. Бухтарминское водохранилище протянулось на 600 км, его площадь – 5500 км², средняя глубина – 11 м, максимальная – 80 м. Высота плотины Бухтарминской ГЭС – 90 м, ее мощность – 675 МВт.



Бухтарминское водохранилище

Общая мощность питаемых водохранилищами гидроэлектростанций превышает 2000 МВт. Водами водохранилищ орошается более 0,2 млн га, обводнено 0,5 млн. га пастбищ, существенная их доля используется для технических нужд. В водохранилищах ежегодно вылавливается более 15 тыс тонн рыбы.

Следует особо отметить, что озёра и водохранилища Казахстана, существующие в условиях аридного климата пустынь и полупустынь, являются, пожалуй, самым уязвимым компонентом природной среды, испытывающим на себе резкое антропогенное воздействие. Весьма показательным примером в этом аспекте служит нынешнее состояние озера Балхаш.

До самого последнего времени водное и сельское хозяйство в бассейне озера было ориентировано на экстенсивные способы ведения поливного земледелия, при которых, в силу сиюминутной выгоды, крайне расточительно используются поливные воды, без заботы о будущей судьбе региона. В то же время промышленные предприятия города Балхаша (ПО «Балхашмедь» и др.) сбрасывали загрязненные сточные воды в озеро. В 1989 г. содержание меди в воде озера близ города достигло 45 ПДК. Загрязнение воды промышленными и сельскохозяйственными стоками ставит в крайне тяжелое положение рыбное хозяйство озера. Так, с 1970-х годов фиксировались случаи заболевания судака, в связи с чем в 1987 г. органами здравоохранения использование в пищу судака в любом виде было запрещено.

В результате загрязнения, безоглядного развития орошения, а также создания Капшагайского водохранилища значительно ухудшилась экологическая ситуация озера и низовий р. Иле. Увеличилась солёность воды в озере. Дальнейший неконтролируемый рост водопотребления в бассейне озера может привести к его разделению на два водоёма с перерождением пресноводной фауны и флоры, ухудшению условий водоснабжения населения и хозяйства.

Существующие же проекты стабилизации уровня и сохранения озера (например, проект строительства гидротехнического сооружения – перемычки, призванной разделить озеро в районе пролива Узун-Арал на две части) нельзя начинать реализовывать до тех пор, пока не будут проведены комплексная географическая экспертиза и испытания на различных

моделях, которые позволяют предвидеть все возможные геоэкологические последствия проектируемых мероприятий. Единственное средство решения проблемы Балхаша – это рационализация водопользования и экономия воды в целях сохранения обоснованного притока речной воды в озеро.

Исходя из реальной угрозы возникновения очага экологической нестабильности в Иле-Балхашском бассейне по Аральскому сценарию разработана концепция устойчивого водобеспечения этой региональной природно-хозяйственной системы, основанная на принципах межгосударственного водodelения в трансграничном бассейне р. Иле и максимально учитывающая интересы Казахстана.

На западе Казахстана расположены два уникальных внутриконтинентальных водоема – моря *Каспийское и Аральское*.

Главная особенность обоих морей – их полная изоляция от Мирового океана. Это обстоятельство, а также расположение морей по соседству друг с другом определяют ряд общих черт их режима: высокая степень континентальности климата (до 60–65 %); пониженная солёность воды (за исключением заливов без речного притока) и отличие солевого состава вод от океанических; значительная изменчивость режима (водносолевого, урoвненного, гидрохимического), обусловленная как естественными, так и (в последние десятилетия) антропогенными факторами; практическое отсутствие приливно-отливных явлений.

Вместе с тем и Каспий, и Арал со своими прибрежными зонами и устьевыми областями впадающих в них рек представляют собой специфические природные комплексы с присущими только им физико-географическими условиями.

Каспийское море – крупнейшее бессточное солёное озеро мира, расположенное на границе Европы и Азии, на отметке 28 м ниже уровня Мирового океана. Оно вытянуто с севера на юг на 1200 км при ширине 300 км. Омывает берега России, Казахстана, Туркменистана, Азербайджана и Ирана. Большая часть северного и половина восточного побережья принадлежит Казахстану. Длина береговой линии около 7000 км, в т.ч. в пределах Казахстана – 2340 км. Максимальная глубина моря – 1025 м, средняя – 180 м, объём воды – 78 тыс км³. Крупные заливы – Мангистауский, Казахский, Кара-Богаз-Гол и др. Имеется до

50 островов общей площадью 350 км² – Кулалы, Тюленьи, Дурнева и др. В море впадают Волга (дающая 80 % речного стока), Жайык (Урал), Терек, Кура, Самур, Сулак и др. реки. На восточном побережье нет ни одного постоянного водотока. Северные берега низменные, для побережья Мангистау характерны абразионные берега. Общая площадь бассейна равна 3,5 млн км². Водная поверхность моря занимает лишь 10 % площади бассейна. Этим объясняется существенное влияние происходящих в бассейне процессов на режим моря.

По характеру рельефа дна выделяют Северный, Средний и Южный Каспий. Северный Каспий, расположенный в пределах материковой отмели, мелководен (с максимальными глубинами 10–20 м), рельеф дна – волнистая аккумулятивная равнина, представляющая затопленную морем окраину Прикаспийской синеклизы. Впадина Среднего Каспия, отделенная от Северного Мангистауским порогом, является частью погруженной (до глубины 788 м) эпигерцинской Туранской плиты. Южный Каспий отделяется от Среднего Апшеронским порогом глубиной 100–180 м и представляет собой древнюю глубоководную впадину с подводными хребтами и действующими грязевыми вулканами.

Как самостоятельный водоём Каспий возник в среднем плиоцене, когда на его месте находился замкнутый Балаханский бассейн. В начале позднего плиоцена и в эоплейстоцене в результате тектонических движений и вызванной ими трансгрессии на обширной территории, включая площадь современного Каспия, образовалось Акчагыльское море, соединявшееся через Маныч с Черноморским бассейном и, возможно, с северными морями или даже с Индийским океаном. За акчагыльской стадией, уже в антропогене, следовали апшеронская, бакинская, хазарская, хвалынская, новокаспийская трансгрессии, связанные с ледниковыми эпохами четвертичного оледенения Русской равнины и разделявшиеся фазами регрессии. В трансгрессивные стадии уровень Каспия повышался до +27 м, и излишки воды стекали на запад, в Азово-Черноморский бассейн. В регрессивные стадии, совпадавшие с океаническими трансгрессиями, устанавливалась двусторонняя морская связь с Черноморским бассейном (до среднего плейстоцена).

Климатические условия Северного и Южного Каспия заметно отличаются. На севере средняя температура воздуха зимой $-7-11^{\circ}\text{C}$, летом $24-26^{\circ}\text{C}$; на юге, соответственно, $5-9^{\circ}\text{C}$ и $25-27^{\circ}\text{C}$. Годовой радиационный баланс возрастает от 2100 МДж/м^2 на севере до 2930 МДж/м^2 на юго-востоке. Годовое количество осадков на акватории варьируется от 60 до 800 мм, в среднем – 200 мм, с максимумом на юго-западе – 1200 мм. Средняя годовая величина испарения – $900-1000 \text{ мм}$, к югу от Апшеронского полуострова – до 1300 мм.

Летом, в августе, поверхностный слой воды нагревается до $24-26^{\circ}\text{C}$, на юге – до $28-30^{\circ}\text{C}$. Зимой температура воды падает на севере до $-0,5^{\circ}\text{C}$, на юге – до $9-10^{\circ}\text{C}$. С глубиной температура воды зимой понижается незначительно. Летом верхний слой воды хорошо прогревается и перемешивается, а ниже термоклина (слоя резкого скачка температуры), образующегося на глубинах 20–30 м, температура заметно уменьшается. В придонных слоях Среднего Каспия температура воды равна $4,5-5,0^{\circ}\text{C}$, Южного – $5,7-6,0^{\circ}\text{C}$.

Северный Каспий с ноября по март замерзает, образуется плавучий лед и ледяной покров толщиной 30–60 см, максимум до 2 м. На Среднем Каспии в суровые зимы замерзают мелководные заливы, а льды выносятся в район Апшерона.

Солёность воды изменяется от $0,1-0,3 \text{ ‰}$ близ устьев Волги и Урала (Жайык) до $12,6-13,5 \text{ ‰}$ на юго-востоке и более 300 ‰ – в заливе Кара-Богаз-Гол. Средняя солёность равна 12 ‰ , т.е. почти в 3 раза ниже океанической (35 ‰), в чем сказывается опресняющая роль Кара-Богаз-Гола и речного стока. Весьма однородно распределение солёности по глубине: от поверхности до дна она увеличивается не более, чем на $0,1-0,2 \text{ ‰}$. В отличие от океана вода Каспия беднее хлоридами и богаче сульфатами.

Поверхностные течения в Среднем и Южном Каспии образуют циклональный круговорот; в Северном Каспии режим течений определяется речным стоком и ветрами, скорость которых иногда достигает $20-25 \text{ м/с}$. В районе Апшеронского порога при Бакинском норде, дующем со скоростью $40-50 \text{ м/с}$, образуются волны высотой до 10–11 м. Такая высота ветровых волн велика даже для открытого океана, не говоря уже о внутренних морях.

Вся толща вод Каспийского моря хорошо перемешивается, чем оно отличается от Черного моря. В верхнем слое до 20–30 м развито ветровое перемешивание, глубже – конвективное. Зимняя вертикальная циркуляция в Среднем Каспии доходит до глубины 200–300 м, в Южном, ввиду его меньшего охлаждения, – до 50–100 м. В холодные зимы глубина конвекции значительно больше, особенно в Среднем Каспии.

В перемешивании и вентиляции глубинных слоев моря важную роль играет плотностной сток из мелководного Северного Каспия. Образующиеся здесь зимой воды с высокой плотностью стекают по склонам дна до самых больших глубин Среднего Каспия, а затем, переливаясь через Апшеронский порог, поступают в глубинную зону Южного Каспия.

Зимняя вертикальная циркуляция и плотностной сток воды обеспечивают достаточное насыщение глубинных слоев кислородом и вызывают компенсационный подъем глубинных вод, обогащенных биогенными веществами, в верхние слои. Эти процессы создают благоприятные условия для формирования высокой биологической продуктивности в Среднем и Южном Каспии. Содержание кислорода в глубоких участках моря в верхних слоях зимой составляет 7–10 мл/л, летом – 5–6 мл/л. В придонных слоях оно уменьшается до 2–3 мл/л.

Основные компоненты водного баланса Каспийского моря: приход – речной сток и атмосферные осадки, расход – испарение и сток в Кара-Богаз-Гол (отсутствовавший в 1980–1984 гг., когда залив был отделен от Каспия глухой перемычкой). Главная приходная составляющая баланса, уравновешивающая испарение, – речной сток. Средний суммарный сток за 1880–1980 гг. был равен $286 \text{ км}^3/\text{год}$, из которых на долю Волги приходилось $240 \text{ км}^3/\text{год}$.

Колебания уровня и водного баланса Каспия зависят главным образом от климатических условий его самого и его обширного бассейна. Исторические данные свидетельствуют о низком уровне Каспия (до –32 м) в VII–XI вв. и высоком уровне в начале новой эры и в начале XIX в.

С 1830 г. (начало инструментальных наблюдений за уровнем Каспия) по 1929 г. он был стабильным и в среднем составлял – 25,8 м. В 30-х годах в бассейне Волги наблюдался дефицит

осадков, что привело к уменьшению стока реки, который в 1930–1945 гг. снизился до $216 \text{ км}^3/\text{год}$. Поэтому с 1930 г. началось резкое снижение уровня (до $20 \text{ см}/\text{год}$), которое продолжалось четверть века, и в 1956 г. он был уже на 2,5 м ниже, чем в 1929 г.

С середины 50-х годов в бассейне Волги началась устойчивая фаза повышенной увлажненности, и уровень к 1975 г. мог бы подняться на 1 м (по расчетам *И.А. Шикломанова*, 1976 г.). Однако именно в это время на Волге создаются Куйбышевское и Волгоградское водохранилища, на заполнение которых потребовались крупные объёмы воды. Кроме того, увеличился забор воды из рек для хозяйственных нужд. Наконец, в 70-е годы несколько лет оказались особо маловодными, уровень моря опустился еще на 0,5 м, и в результате к 1977 г. он оказался на отметке $-29,0 \text{ м}$ – самой низкой за 400 последних лет. Изменения уровня Каспия привели к сокращению его акватории с $424,3 \text{ тыс км}^2$ (при уровне -26 м) до $362,7 \text{ тыс км}^2$ (при $-28,5 \text{ м}$), т.е. более, чем на 60 тыс км^2 , в основном за счет осушения мелководного Северного Каспия.

С 1978 г. в результате многоводья в бассейне Волги и увеличения её стока, а возможно, и в силу тектонических причин, уровень моря стал быстро повышаться (по $15\text{--}17 \text{ см}/\text{год}$), и в 90-е годы XX в. он поднялся почти на 3 м и достиг своего стояния в конце XIX в.

Флора и фауна Каспия бедна, здесь обитают 500 видов растений и 854 вида животных. Растения представлены сине-зелёными, диатомовыми, а также красными и бурыми водорослями. Обитают осетровые (осетр, севрюга, белуга), сельди, бычки, моллюски, 15 видов вселенцев из Арктики (тюлень) и Средиземноморья. Промысловое значение имеют осетровые (до 80 % мировой добычи), сельдь, лещ, вобла, судак, сазан, килька. Каспий – крупный нефтеносный район (Нефтяные Камни, о. Артёма).

С 1968 г. в городе Актау (побережье Каспия) работал первый в мире атомный реактор на быстрых нейтронах, сочетающий производство электроэнергии (150 тыс квт) с опреснением 120 тыс м^3 морской воды в сутки. Несколько лет назад реактор выведен из эксплуатации под контролем МАГАТЭ в связи с выработкой своего ресурса. Первый блок АЭС в г. Актау будет

введён в эксплуатацию в 2015 г., второй – 2016 г. По морю перевозят нефть, лес, зерно, хлопок, соль и др. грузы. Главные порты – Баку, Астрахань, Туркмен-Баши (Красноводск), Махачкала, Бендер-Шах, Пехлеви, а в Казахстане – Атырау и Актау.

В связи с повышением уровня акватория Каспия расширилась местами уже на 70 км, затоплено 0,5 млн га сенокосных угодий и пастбищ, более 100 нефтяных скважин. Под угрозой затопления – десятки населённых пунктов, более 30 нефтепромыслов, десятки тысяч людей подлежат переселению. Следует предпринять все меры для защиты от затопления водами Каспия и его самого, иначе в наступившем веке мы станем свидетелями очередной крупной экологической катастрофы.

Аральское море расположено на Туранской низменности, у восточного края плато Устюрт, в пустынной зоне с континентальным климатом, для которой характерна большая амплитуда колебаний температуры воздуха, незначительное годовое количество осадков и высокая испаряемость. В 1957 г. площадь моря составляла 67,1 тыс. км², длина – 428 км, ширина – 235 км, площадь бассейна – 690 тыс. км², объём воды – 1075 км³.

По геологическому возрасту Аральское море гораздо моложе, чем Каспий. Начало существования впадины Арала относят к среднему плейстоцену, когда она развивалась в основном в безводных условиях, т.е. до конца плейстоцена Аральского моря не существовало. В позднеледниковое время в Аральской котловине располагалось одно из высокосолёных озёр. В начале голоцена в связи с увлажнением климата уровень водоёмов повысился и, слившись, они образовали единое озеро со стоком по Узбою. За голоцен Арал пережил четыре трансгрессии и три регрессии, во время которых неоднократно устанавливалась и нарушалась его связь с Каспием через Узбой. И хотя геологическая история Арала в голоцене еще не вполне выяснена, возможно, что возраст современного Аральского моря очень небольшой – всего 8–10 тыс лет.

По морфологическому строению акватория Арала делится на две части – Большое и Малое море. Малое море и восточная часть Большого моря – мелководные, их глубины не превосходят 10–20 м. Максимальные глубины – до 50–60 м – приурочены к узкому желобу в западной части моря, под высоким обрывом восточного чинка Устюрта.

Средняя температура воздуха летом над поверхностью моря равна 24–26 °С, зимой – –7–13 °С. 120–170 дней в году небо над морем бывает безоблачным, 70–90 – пасмурным. Снежный покров на севере держится три месяца, на юге – 1,5 месяца. На Арале в среднем за год выпадает всего 100–140 мм осадков, при испаряемости 1400 мм. Зимой температура воды на поверхности изменяется от –1 °С у берегов до 1–2 °С – в открытом море. В январе-феврале прибрежные районы моря покрываются льдом, толщина и площадь которого зависят от суровости зимы. В месяце наибольшего прогрева – августе – температура воды на поверхности достигает 23–25 °С, местами – до 30 °С. Мелководья прогреваются до дна, а в глубоководных районах ниже термоклина температура воды остается низкой. Так, в западном желобе на глубине 30 м она равна 5–6 °С, на 40–50 м – лишь 2–3 °С.

При естественном режиме моря, до 1960 г., солёность почти всюду находилась в пределах 10,2–10,6 ‰, у устьев рек меньше – 9,3–10,0 ‰. Сезонные изменения солёности не превышали 0,2–0,3 ‰.

В водах Арала круглый год на всех глубинах содержится много растворенного кислорода: 7–10 мл/л зимой, 5–8 мл/л летом. Такие условия создаются благодаря хорошему перемешиванию вод и продуцированию кислорода обильной донной растительностью, чему способствуют небольшие глубины и высокая прозрачность воды (15–25 м).

Биологическая продуктивность Арала лимитируется бедностью его вод биогенными веществами, прежде всего – фосфатами и соединениями азота. Несмотря на недостаток питательных веществ, при естественном режиме Арал давал до 10 % улова ценных видов рыб – осетровых, леща, сазана, жереха – во внутренних водоемах бывшего СССР. В дельтах Амударьи и Сырдарьи интенсивно разводили ондатру. На острове (теперь – полуостров) Барсакельмес с 1939 г. функционирует заповедник.

С начала столетия до 1960 г. режим Аральского моря был относительно стабилен. Приходная часть водного баланса, состоящая из речного стока (56–62 км³) и атмосферных осадков (8–10 км³), уравнивалась потерями воды на испарение (62–70 км³). Уровень моря менялся мало и держался вблизи средней многолетней отметки 53 м.

С 1961 г. началось понижение уровня Арала, связанное с увеличением безвозвратных заборов воды из питающих море рек на орошение и др. нужды сельского хозяйства. К 1987 г. остров Кокарал превратился в полуостров, послуживший перемычкой, разделившей Малое и Большое моря. Сырдарья изменила своё русло в устьевой части и стала впадать в Малое море. В 90-е годы в Большое море впадала только Амударья, средний годовой сток которой у пос. Кызылжар, в 120 км от устья, составлял $5,7 \text{ км}^3$, а Сырдарья в отдельные годы вообще не доходила до Арала. В перемычке между обеими частями Арала в 1988 г. образовалась протока шириной в несколько десятков метров, действовавшая не каждый год. Расположенные в западной части Большого моря острова (Возрождения, Лазарева и др.) превратились в единую гряду, протянувшуюся с севера на юг на 140 км, остров Барсакельмес – в полуостров.

В результате сокращения притока воды уровень Арала к началу XXI в. снизился на 17–19 м, море потеряло около 43000 км^2 своей акватории. В 2003 г. его площадь составила лишь 24200 км^2 , из которых 2800 км^2 приходится на Малое море. Объем воды в Арале уменьшился почти втрое. Более чем в три раза возросла солёность.

Значительно изменился рельеф берегов и дна моря, особенно в мелководных районах, высохли многие заливы. Акпектинский архипелаг присоединился к суше. Идёт отмирание дельт, замена присущих дельтовым областям флоры и фауны пустынными комплексами.

Уменьшение речного стока в море, его биогенного питания, повышение солёности, гибель нерестилищ привели к снижению продуктивности фито- и зоопланктона, уменьшению численности промысловых рыб, резкому снижению их уловов. Арал потерял свое промысловое значение.

Деградация Аральского моря отражается на природной среде окружающих территорий. С 70-х годов начался процесс антропогенного опустынивания Приаралья. Оно охватило все компоненты среды – климат, воды, почвы, флору, фауну. Особенно негативным последствием усыхания моря явился ветровой вынос солей с осушившихся участков дна. Поскольку Арал представляет собой основной солеприёмник Центральной

Азии, его ликвидация может вызвать засоление окружающих земель (в том числе и орошаемых).

Итак, в природном облике Аральского моря произошли коренные изменения, обусловленные водохозяйственной деятельностью в его бассейне. Они негативно отразились на экосистемах моря и в устьевых областях рек, вызвали опустынивание окружающих территорий. Что же ждёт Аральское море в будущем? Для сохранения нынешнего уровня в Большом море необходим приток воды в 25–30 км³ в год. В противном случае деградация Арала будет продолжаться и дальше.

Сложившаяся ситуация требует незамедлительного проведения комплекса эффективных мероприятий, направленных прежде всего на рациональное использование внутренних водных ресурсов бассейна моря: уменьшение до минимума потерь воды, ее строгая экономия, обеспечение притока к морю уже использованных в сельском хозяйстве вод, пока сбрасываемых в Арнасай, Сарыкамыш и др. бессточные котловины. Особого рассмотрения на уровне комплексной геоэкологической экспертизы заслуживают различные проекты по стабилизации уровня моря, в частности, существующий проект переброски воды в Арал из Северного Каспия и др.

С применением методов системного анализа разработана концепция восстановления Арала, рекомендующая установить экологический лимит затрат речного стока в объёме 40 км³/год для сохранения моря как целостного водоема. Однако в условиях новой политико-экономической обстановки в Центральной Азии межгосударственным соглашением была принята региональная концепция, по которой лимит речного притока в Арал установлен в размере 20 км³/год, достаточном лишь для сохранения в котловине моря трех изолированных водоемов.

Крупную научную проблему представляет осуществление мониторинга изменений в природе Арала и Приаралья. Ведь на наших глазах происходит уникальный эксперимент, вынужденно поставленный человеком. Его результаты (часть которых пока даже трудно предвидеть) весьма важны для оценки и прогноза не только изменений режима Арала, но и других водоемов, в которых под влиянием хозяйственной деятельности могут произойти подобные изменения.

Таким образом, приоритетными направлениями в изучении Каспия и Арала должны стать: оценка современного состояния и прогноз водного и солевого режимов морей, качества вод, экосистем и биологической продуктивности в условиях растущего антропогенного воздействия; осуществление мониторинга за режимом устьевых областей и отдельных районов морей с большой изменчивостью; разработка биологических основ рыболовства и рыбозащиты; прогноз влияния изменений режима морей на природу и хозяйство прилегающих территорий; экономическая оценка мероприятий по оптимизации режима морей.

Для решения проблем рационального природопользования должны быть созданы геоэкологические модели морей, с помощью которых можно вести разработку систем управления режимом водоёмов, исходя из единой стратегии использования водных ресурсов в их бассейнах. При этом главная цель – сохранить для будущих поколений неповторимый облик обоих морей, рационально, без ущерба для природной среды использовать их богатейшие естественные ресурсы.

Подземные воды

К подземным относятся воды, находящиеся в горных породах верхней части земной коры. Они играют весьма значительную роль в водообеспечении страны. Пресные подземные воды имеют ряд существенных преимуществ по сравнению с поверхностными: они, как правило, выше по качеству, надежнее защищены от загрязнения и заражения, их ресурсы заметно меньше подвержены многолетним и сезонным колебаниям. Характерная особенность подземных вод – их возобновляемость в естественных условиях и в процессе эксплуатации. Возобновляемость подземных вод оценивается их ресурсами, а общее их количество – запасами. В зависимости от характера использования подземные воды делятся на хозяйственно-питьевые, технические, промышленные, минеральные и термальные воды.

В изучение подземных вод и развитие гидрогеологии в Казахстане крупный вклад внесли *Н.Г. Кассин, У.М. Ахмедсафин, Е.В. Посохов, Н.А. Кенесарин, Ж.С. Сыдыков, В.В. Веселов, С.М. Шапиро, В.С. Жеваго* и др.

Разнообразие физико-географических и гидрогеологических условий территории страны оказало влияние на формирование, распространение, расхождение и генетические типы подземных вод. По характеру залегания и водовмещаемости пород подземные воды разделяют на трещинные, трещинно-пластовые и пластовые.

Подземные воды трещинного типа имеют распространение в высокогорьях Юго-Восточного Казахстана, низкогорных и мелкосопочных районах Казахской складчатой страны (Сарыарки) и в Мугоджарах. Эти воды размещены в интрузивных, эффузивных, вулканогенных, метаморфических породах докембрия и палеозоя. Они залегают обычно неглубоко (30–50 м), часто представлены источниками с минерализацией 0,1–0,5 г/л и дебитом 1–2 л/с. Расходы родников и неглубоких скважин, расположенных вдоль зон тектонических разломов и зон дробления, достигают 10–15 л/с.

Подземные воды трещинно-пластового типа распространены в дислоцированных и карбонатных породах палеозоя и мезозоя Горного Мангышлака, в ряде районов Сарыарки, отчасти на юге и востоке страны. Пресные и солоноватые воды (с минерализацией 0,2–3,0 г/л) залегают на глубинах от нескольких до сотен метров. Воды этого типа образуют источники или вскрываются скважинами с расходами 0,1–1,0 л/с. В местах развития карбонатных пород расходы увеличиваются до 10–35 л/с. На участках карстующихся известняков хребта Каратау (Жамбылская область) встречаются мощные источники с расходами до 100–300 л/с. Дебиты родников в районе станции Сас-Тобе на юго-западном макросклоне хребта Каратау (Южно-Казахстанская область) достигают 1000–3000 л/с.

Благоприятные условия питания, фильтрационные и коллекторские свойства водовмещающих пород в районах распространения трещинных и трещинно-пластовых вод способствуют формированию интенсивного подземного стока в десятки км³/год.

Подземные воды пластового типа широко представлены во всех равнинных районах, внутригорных впадинах и речных долинах в толщах недислоцированных терригенных и карбонатных пород от палеозоя до антропогена включительно. Мощность

этих пород изменяется от нескольких метров в речных долинах до 0,5–1,5 км в предгорных и внутригорных равнинах, до 3–6 км на северо-востоке Приаралья, в Шу-Сарыуском и Устюртском районах и до 10–19 км – в Прикаспийской впадине. В связи с этим различна и глубина залегания подземных вод. В верхних горизонтах (3–30 м) обычно залегают безнапорные (грунтовые), а в нижних – высоконапорные (артезианские) воды с разной минерализацией. Пресные и слабосоленоватые воды с минерализацией 0,2–3,0 г/л приурочены к речным долинам, массивам эоловых песков, предгорным и внутригорным прогибам на глубинах от нескольких до 500–800 м (в Илейской долине – до 2700 м). Дебиты отдельных эксплуатируемых скважин достигают 20–70 л/с, местами – до 100–120 л/с. В Прикаспийской, Шу-Сарыуской, Тенгиз-Коргалжинской и Тургайской впадинах, на Мангистауе, Устюрте и Северном Казахстане распространены рассольные подземные воды с минерализацией 50–400 г/л.

Главные ресурсы подземных вод, около 50 %, сосредоточены в пределах Южного Казахстана. До 20 % этих ресурсов формируется в Западном Казахстане. На долю Северного, Центрального и Восточного Казахстана приходится 30 % всех ресурсов подземных вод.

Основные разведанные запасы подземных вод приурочены к конусам выносов горных рек и 70 артезианским бассейнам. Всего на территории Республики разведано 626 месторождений и участков подземных вод с суммарными запасами 15,83 км³/год (43,37 млн. м³/сут), в т.ч. для хозяйственно-питьевого водоснабжения – 6,14 км³ (16,82 млн. м³/сут), производственно-технического – 0,95 км³ (2,6 млн. м³/сут), орошения земель – 8,73 км³ (23,92 млн. м³/сут), для бальнеологических целей (минеральные воды) – 0,01 км³ (0,03 млн. м³/сут).

Прогнозные ресурсы подземных вод страны с минерализацией до 1 г/л составляют 33,85 км³/год (92,74 млн км³/сут), до 10 г/л – 57,63 км³/год (159 млн м³/сут).

Подземные воды используются для водообеспечения обеих столиц (в частности, водоснабжение г. Алматы на 75 % осуществляется за счет этих вод), всех областных центров, около 150 районных центров и городов, 8500 сельских населенных

пунктов и орошения до 15 тыс га пахотных земель. В настоящее время в среднем по Республике используется примерно 14 % разведанных запасов подземных вод.

Казахстан располагает значительными ресурсами минеральных и термальных подземных вод. Минеральные воды характеризуются повышенным содержанием биологически активных компонентов (углекислый газ, сероводород, ионы йода, брома и др.) и обладают специфическими физико-химическими свойствами, повышенной температурой, радиоактивностью и т.п., благодаря которым они оказывают целебное воздействие на организм человека. Минеральные лечебные воды используются для лечения различных болезней (ревматизм, невроты, кожные заболевания) на многих курортах (Алма-Арасан, Капал-Арасан, Жаркент, Сарыагач, Рахмановские ключи, Боровое и др.).

Всего разведано 45 месторождений, которые по химическому составу, бальнеологическим свойствам и лечебному значению условно подразделяются на пять бальнеологических групп: йодо-бромные (5 месторождений), кремнистые (4), радоновые (7), железистые (2) и без специфических компонентов (27). Выявлено еще 250 перспективных проявлений минеральных вод.

Гидротермальные ресурсы сосредоточены в глубоких депрессиях, сложенных осадочными образованиями. К ним относятся артезианские бассейны – Прикаспийский, Мангистау-Устюртский, Тургайский, Тобылский, Ертисский, Сырдарьинский, Шу-Сарысуский, Зайсанский, Илейский и Балхаш-Алакольский с подземными водами, температура которых превышает 35–40 °С. Наиболее горячие воды с температурой 96–100 °С и выше обнаружены на Мангистау на глубине 1600 м и в Илейской впадине на глубине 2700 м. Подземные термальные источники находят применение в теплично-парниковых хозяйствах, для отопления зданий, создания круглогодичных купальных бассейнов и искусственных прудов для разведения рыбы. В перспективе они могут стать источниками тепловой энергии. Во всяком случае, ныне тепловые ресурсы термальных вод страны оцениваются в 680 млрд Гкал и 97100 млн т условного топлива.

В целом Республика Казахстан достаточно богата подземными водами, за счёт которых возможно обеспечение хозяйственно-

питьевыми, техническими и др. водами в соответствии с потребностями населения, промышленности и сельского хозяйства страны.

Контрольные вопросы

1. Как и почему изменяется высота концов ледников и фирновой линии от Алтая до Тянь-Шаня?
2. Каковы тенденции эволюции современного оледенения Казахстана? Чем они обусловлены?
3. С чем связано изменение густоты речной сети и коэффициента стока по территории Казахстана?
4. Каковы различия в питании и режиме рек бассейнов Иле, Жайык и Сарысу? Чем они объясняются?
5. Почему сток взвешенных наносов у самой многоводной реки Казахстана – Ертиса меньше, чем у Сырдарьи?
6. Каков генезис селевых потоков в горах Казахстана?
7. С чем связано наличие большого количества озёр на территории Казахстана?
8. Каково происхождение котловин озёр Казахстана?
9. Каковы основные мероприятия по охране водных объектов?

Задания для самостоятельной работы

1. Рассчитать величину абляции, ледникового стока и его доли в общем стоке для: а) реки Талгар в Илейском (Заилийском) Алатау, б) реки Саркан в Жетысуском (Джунгарском) Алатау, в) реки Бухтармы в Казахстанском Алтае.
2. Выявить внутригодовое распределение стока рек: а) с преимущественно снеговым питанием – Жайык (Урал), Сарысу, Нура. б) со снегово-ледниковым питанием – Сырдарья, Иле.
3. Используя соответствующие карты Национального Атласа Казахстана, произвести расчеты водного баланса отдельных бассейнов рек в различных ландшафтных зонах на территории республики.
4. Построить интегрально-разностные кривые многолетних рядов стока для рек разных регионов РК и на их основе выявить много- и маловодные периоды.
5. Построить графики годового хода стока крупных рек, а также его осредненных по скользящим 5-летиям значений, установить тенденцию (тренд) изменения стока во второй половине XX – начале XXI в.

Рекомендуемая литература

1. Аманниязов К.Н. Каспийское море. – Алматы: КазГУ, 1999. – 110 с.
2. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. – М.: РАН, 1997. – 392 с.
3. Вилесов Е.Н. Современные проблемы гляциологии. – Алматы: КазГУ, 1999. – 87 с.
4. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения в Заилийском Алатау в XX веке. – Алматы: КазГУ, 1999. – 87 с.

5. Веселов В.В., Бегалиев А.Г., Самоукова Г.М. Эколого-мелиоративные проблемы использования водных ресурсов бассейна озера Балхаш. – Алматы: Гьлым, 1996. – 688 с.
6. Веселов В.В., Сыдыков Ж.С. Гидрогеология Казахстана. – Алматы: Институт гидрогеологии им. У.М. Ахмедсафина, 2004. – 484 с.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том VI – Каспийское море. Том – VII – Аральское море / Под ред. В.Н. Бортника и С.П. Чистяковой. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990.
8. Озёра Северного, Западного, Восточного Казахстана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 232 с.
9. Оледенение Тянь-Шаня / Под ред. М.Б. Дюргерова, Лю Шаохая и Се Зичу. – М., 1995. – 234 с.
10. Пальгов Н.Н. Жизнь одного ледника. – Алма-Ата: Наука, 1970. – 124 с.
11. Проблемы гидроэкологической устойчивости в бассейне озера Балхаш / Под ред. А.Б. Самаковой. – Алматы: Каканат, 2003. – 584 с.
12. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 13. Центральный и Южный Казахстан. Вып. 2. Бассейн озера Балхаш. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 645 с.
13. Северский И.В., Благовещенский В.П. Лавиноопасные районы Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1990. – 171 с.
14. Филоненко П.П. Очерки по географии внутренних вод Центрального, Южного, Восточного Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1981. – 186 с.
15. Яфязова Р.К. Природа селей Заилийского Алатау. Проблемы адаптации. – Алматы, 2007. – 158 с.

ТИПЫ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И БОТАНИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Планомерные исследования растительности Казахстана стали проводиться с начала 20-х годов XX в., когда в Ташкенте был открыт Среднеазиатский Государственный университет*. Его экспедиции охватили нынешние Южно-Казахстанскую, Жамбылскую и Алматинскую области (*Е.П. Коровин, Р.И. Аболин, М.Г. Попов* и др). И уже в 1925 г. вышла в свет книга *И.М. Крашенинникова* «Растительный покров Киргизской республики» В 1933 г. издана «Геоботаническая карта Казахстана» М:2000000. В 1946 г. в системе АН КазССР был организован Институт ботаники. Ботанико-географический анализ флористических материалов привёл ботаников к обоснованию нескольких дополняющих друг друга гипотез о путях формирования флоры и растительности Казахстана.

Основные фундаментальные исследования растительного покрова в Казахстане проводились под руководством *Н.В. Павлова, Н.И. Рубцова, Б.А. Быкова, Л.Я. Курочкиной* и др. Под руководством и при непосредственном участии *Е.И. Рачковской* разработаны принципы и методы картографирования растительности аридных регионов, создана классификация степного и пустынного типов растительности.

Итоги исследований отражены в девяти томной монографии

* Локальные ботанические исследования в Казахстане проводились и ранее: 40-е гг. XIX в. – начало XX в. (*А.И. Шренк, Г.С. Карелин, П.П. Семёнов, А.Н. Краснов* и мн. др). 1908–1915 гг. – геоботанические экспедиции Переселенческого управления. Они проводились, главным образом, к познанию флоры – совокупности видов растений, произрастающих на данной территории. Под *растительностью* понимают совокупность фитоценозов (растительных группировок, свойственных какой-либо территории).

«Флора Казахстана» (1956–1966 гг.) под редакцией *Н.В. Павлова*. В ней помещено описание 5630 видов, из которых 760 (около 14 %) эндемики – встречаются только на территории Казахстана. Было издано ряд монографий, среди которых «Комплексные степи и пустыни Карсакпая» *Н.В. Павлова* (1931 г.), «Растительный покров Джунгарского Алатау» *Н.И. Рубцова* (1948 г.), «Флора и растительность высокогорных поясов Зайлийского Алатау» *В.П. Голоскоков* (1949 г.), «Естественные кормовые угодья Казахстана» *Л.Н. Соболева* (1948 г.), «Еловые леса Тянь-Шаня» *Б.А. Быкова* (1950 г.), «Ботаническая география степной части Центрального Казахстана» *Л.Я. Курочкиной* (1978 г.), «Соляноквые пустыни Казахстана» *З.В. Кубанской* (1980 г.), «Еловые леса Северного Тянь-Шаня» *И.И. Ролдугина* (1989 г.) и др. Была издана «Карта растительности Средней Азии и Казахстана (в пределах пустынной области)» М:1:2500000 (главный редактор *Е.И. Рачковская*, 1995 г.). В последние годы XX века ряд исследователей обращались к проблемам антропогенной трансформации растительности песчаных пустынь (*Г.К. Бижанова*, 1998 г.), степей (*О.В. Марынич*, 1999 г.), а также интразональной растительности аридных регионов (*Н.П. Огарь*, 1999 г.) и др.

Типы растительности и их структурно-динамические особенности

Распределение растительного покрова по территории Казахстана во многом соответствует распределению почв, тепла и влаги, отражая закономерности широтной и высотной зональности и увеличение континентальности климата с продвижением с запада на восток. Кроме того, большое значение имеют особенности развития территории, влияние соседних стран и областей.

Тип растительности – таксономическая единица самого высокого ранга. В основу выделения растительности положено сходство в наборе жизненных форм. *Ареал типа растительности* охватывает весь диапазон тех природных и, в первую очередь, климатических условий, в которой функциональны адаптации этой жизненной формы. Известное единство условий

среды на территории распространения типа растительности проявляется в особенностях гидротермического режима, соотношении тепла и влаги, наличии-отсутствии перерыва в вегетации. Количество типов растительности, устанавливаемых различными авторами, колеблется от 4 до 22. Основные типы растительности на территории Казахстана были выделены *Н.И. Рубцовым* (1952 г.).

Леса. Общая площадь лесного фонда на территории республики составляет 25 млн. га, из них покрытая лесом – 11,4 млн, что определяет лесистость территории Казахстана в 4,2 %. Леса в республике имеются во всех природных зонах, однако расположены они неравномерно. Наибольшую площадь занимают саксауловые пустынные леса (47,9 %), далее следуют березняки (8,3 %), сосняки (7,8 %), пихтовники (3,6 %), осиновые (2,9 %) ельники (1,7 %), лиственничники (1,6 %), тальники (1,5 %) и другие. Система государственной охраны обеспечила сохранение в Казахстане основных лесных экосистем: островных боров Казахского мелкосопочника, ленточных боров Приертижья, тёмно-хвойных лесов Северного Тянь-Шаня, Алтая и Саура, дикоплодных лесов Жетысуского (Джунгарского) Алатау и Северного Тянь-Шаня, арчёвых, широколиственных и ксерофитных лесов Западного Тянь-Шаня (*И.И. Ролдугин*, 1999 г.).

Темнохвойные леса распространены в горах Алтая и Тянь-Шаня. Это густые насаждения из пихты (*Abies sibirica*), ели (*Picea obovata*) и кедра (*Pinus sibirica*), к которым примешивается осина (*Populus tremula*) и часто береза (*Betula pubescens*). Развит сплошной покров из лесных зелёных мхов. Травяной покров представлен брусникой (*Vaccinium Vitis*), грушанкой (*Pirola chlorantha*), попутником (*Dryopteris pulchella*) хвощом (*Equisetum Scirpoides*). На склонах Жетысуского Алатау и хребтов северного склона Тянь-Шаня произрастает тянь-шаньская ель (*Picea Schrenkiana*), к которой в Жетысуском Алатау примешивается сибирская пихта (*A. Semenovi*). Реже встречается примесь лиственных пород – березы (*Betula songarica*), осины (*Populus pseudotremula*), рябины (*Sorbus tianschanica*). Леса имеют парковый характер. На крутых склонах северных экспозиций и в днищах ущелий встречаются участки густых моховых ельников с таёжными элементами в травяном ярусе. Среди них памятник

природы «Чинтургенские моховые ельники» в Илейском (Зайлийском) Алатау (Тургенское ущелье).

Сосновые леса приурочены к прирусловым пескам северных окраин Казахстана и к гранитным массивам Казахского мелкосопочника. Основную роль в них играет сосна (*Pinus silvestris*), к которой лишь в условиях большого увлажнения примешиваются берёза (*Betula verrucosa*) и осина (*Populus tremula*). На окраине сосновых массивов развиваются степные растительные ассоциации. На почти лишенных почвы гранитных склонах, а также на песчаных буграх надпочвенный покров состоит из кустистых лишайников (*Cladonia rangiferina*, *C. Alpestris*, *C. silvatica*). При большом увлажнении, в котловинах между песчаными буграми, в горных долинах под пологом сосны развивается сплошной покров из зелёных лесных мхов, а в травяном ярусе большую роль играют многие типичные лесные растения. В бессточных межсопочных долинах, где создаются условия избыточного увлажнения, под пологом редких и низкорослых сосен, развиваются сфагновые мхи (*Sphagnum teres* и др.).

Л.Н. Грибанов, И.А. Лагов, П.С. Чабан (1970 г.) в пределах Казахстана выделяют: а) нагорные сосняки Казахского мелкосопочника; б) калбинские нагорные сосняки; в) ленточные сосняки на аллювиальных песках в Тургайском прогибе; г) ленточные сосняки на аллювиальных песках Приертистья.

По местообитанию сосновые леса делятся на следующие группы: 1) сухой бор высоких бугров; 2) сухой бор пологих бугров; 3) сухой бор средних бугров; 4) западинный бор; 5) равнинный бор; 6) низинный бор.

Сосновые боры претерпевают значительные изменения под воздействием антропогенных факторов, в них снижается проективное покрытие нижних ярусов, некоторые из них пострадали от пожаров.

Арчевые леса образованы древовидными можжевельниками и приурочены к горным массивам Южного и Юго-Восточного Казахстана. В их составе принимает участие несколько видов арчи, наиболее распространенными из которых являются *Juniperus turkestanica*, свойственный, главным образом, Северному Тянь-Шаню, и *J. Talassica*, *J. Semiglobosa*, *J. Seravschanica*, – Западному Тянь-Шаню.

В настоящее время арчевники занимают незначительные площади, встречаясь преимущественно по трудно доступным скалистым местам и представляют собой низкорослые редкостойные светлые лесные массивы. Растительность их состоит в основном из кустарников – барбариса, шиповника, жимолости и др.

В средних поясах гор обычны злаково-разнотравные арчевники, а в высокогорных – лугово-разнотравные.

Летнезелёные хвойные леса представлены лиственничными лесами сибирского типа, распространёнными на склонах Южного Алтая и Саура. Лесообразующей породой является сибирская лиственница (*Larix sibirica*), к которой иногда в небольшом количестве примешивается в Южном Алтае сибирская ель (*Picea obovata*), а на Сауре – тяньшаньская ель (*Picea Schrenkiana*). Леса эти светлые, часто имеют парковый характер, в связи с чем под древесным покровом развиты преимущественно луговые и степные конассоциации. Из кустарников более обычны спирея средняя (*Spiraea media*), шиповник иглистый (*Rosa acicularis*), а в травяном покрове – мятник луговой (*Poa pratensis*), подмаренник северный или бореальный (*Galium boreale*) и др. На более сухих участках появляются дерновинные ксерофитные злаки.

Лиственные леса имеют незначительное распространение. Они слагаются мезофильными древесными породами, сбрасывающими листву в холодное время года. Таковыми являются берёзовые, осиновые, тополёвые, яблоневые и ореховые леса.

Берёзовые леса распространены преимущественно в северной лесостепной части Казахстана, где на водоразделах они занимают участки серых лесных почв и солодей. По понижениям, в долинах рек Казахского мелкосопочника, они заходят южнее и встречаются в степной зоне. Особенно они характерны для нижних частей южных склонов Южного Алтая. Эти березняки сложены преимущественно берёзой бородавчатой (*Betula verticosa*), реже – пушистой (*B. pubescens*), к ним часто примешивается осина (*Populus tremula*). В условиях достаточного увлажнения развивается густой кустарниковый ярус из ив (*Salix sibirica*, *S. cinerea*, *S. caprea*) и шиповников (*Rosa cinnamomea*, *R. acicularis*). В травяном покрове преобладают луговые растения. Березняки, встречающиеся в горах Тянь-Шаня, образованы эндемичными видами берёз (*B. tianschanica*, *B. turkestanica*), которые образуют полосы лесных насаждений.

Осиновые леса (*Populus tremula*) встречаются преимущественно в предгорьях Южного Алтая, в долинах Казахского мелкосопочника и на склонах Жетысуского Алатау. В Северном Тянь-Шане они образованы особой таньшанской формой осины (*Populus pseudotremula*). По составу травяного покрова они близки к березнякам, но эдификаторами здесь являются крупные представители разнотравья с преобладанием различных зонтичных.

Тополевые леса, составленные различными видами тополей (*Populus albae*, *P. nigra*, *P. laurifolia*), приурочены преимущественно к речным долинам Северного Казахстана, горным рекам Алтая и Тянь-Шаня. В кустарниковом покрове преобладает шиповник, черемуха и боярышник. Тополевые рощи встречаются и на водоразделах. Например, на увлажнённых участках Рын-песков в Западном Казахстане есть небольшие тополёвые рощицы, в которых развиты также псаммофитные кустарники. В речных долинах (в тугайных лесах) Южного и Юго-Восточного Казахстана распространены массивы южных тополей – туранги (*Populus diversifolia*) – вида, обладающего широкой амплитудой толерантности (растёт и на песках, и на солончаках, а листья сохраняют жизнеспособность даже при температуре воздуха около 50 °С). Наиболее распространёнными видами здесь являются *Populus diversifolia*, *P. ruinosa*. Под светлым покровом этих сравнительно мелко- и жестколистных тополей обычны луговые растения южных речных пойм.

Яблоневые леса. Их образуют светлые насаждения на горных склонах Северного Тянь-Шаня – диких яблонь – *Malus Sieversii*, *M. Niedzwzkyana*. Под их редким покровом развит густой кустарниковый ярус из боярышника (*Crataegus*), ирги (*Cotonister*), барбариса (*Berberis*). Для разнотравья характерны крупные злаки и многие виды крупного разнотравья.

Абрикосовые леса встречаются в предгорных районах Северного Тянь-Шаня (особенно в Илейском Алатау). «Мы не видели в Средней Азии места, где бы дикий абрикос в таких количествах был бы столь обычен, как в предгорьях около Алма-Аты. Не возбуждает никаких сомнений, что он является здесь, безусловно, естественной, дикой древесной породой. В своём распространении по предгорьям и нижней полосе гор абрикос Алма-Аты ассоциирован с дикой яблоней... В щелях

горной полосы (её нижней части) абрикос растёт только по южным склонам: на осыпях щебня, сильно каменистых склонах и даже скалах. В больших щелях, например М. Алматинки и Исыка, он очень обилен и чувствует себя превосходно» (М.Г. Попов, 1935 г.).

Ореховые леса, слагаемые своеобразной формой грецкого ореха (*Juglans fallax*), распространены по некоторым горным долинам западного отрога Тянь-Шаня, особенно в долинах рек Пскема и Угама*.⁷ Кроме ореха, в этих лесах встречаются яблоня, клен, алча, а в более высоких – арча и тяньшаньская берёза.

Фисташковые леса наиболее отличны по характеру из всех охарактеризованных выше лиственных лесов. Фисташка (*Pistacia vera*) не образует густых насаждений и выдерживает длительную сильную засуху. Фисташки по своему облику очень напоминают сухие саванны. Небольшими рощами они встречаются в хр. Каратау. Вместе с фисташкой встречаются засухоустойчивые кустарники. В травяном покрове основную роль играют эфемероиды – *Poa bulbifera*, *Carex pachystilis* и многочисленные эфемеры.

К лиственным лесам следует отнести и *ассоциации песчаной акации* (виды *Ammodendron*). Это очень ксерофитизированные миниатюрные деревца (иногда до 5 м высоты), сбрасывающие часть листвы с наступлением жаркого периода. Под изреженным пологом песчаной акации встречаются некоторые кустарники и полукустарники. Травяной покров всегда беден по видовому составу, многие виды приспособлены к подвижному песчаному субстрату.

Кустарниковые заросли представлены мезофильными высокими кустарниками, сбрасывающими листву в холодное время года.

* Заслуга акклиматизации в Илейском (Зайлийском) Алатау южных орехоплодных культур принадлежит Вячеславу Николаевичу Шайдурову, который «вырастил здесь третье поколение морозоустойчивого плодоносящего грецкого ореха... Участок Шайдурова являлся первым и единственным в Казахстане питомником орехоплодных и субтропических культур» (Н.В. Павлов, Б.А. Быков и др., 1970 г.). К сожалению, Памятник природы местного значения «Ореховая роща» теперь в плачевном состоянии (Э. Мацкевич, 2005 г.).

Караганники встречаются по ложбинам среди склонов мелкосопочника обычно на тёмно-каштановых почвах, а также по более увлажненным западинам. На северо-востоке Казахстана характерны заросли *Caragana frutex*, часто образующей густые заросли по ложбинам среди склонов мелкосопочника, в предгорьях Алтая и по разливам степных рек. Для Южного Алтая и прилегающих возвышенностей типичны также заросли дикой жёлтой акации (*Caragana arborecens*). Для пустынных территорий мелкосопочника характерны заросли *Caragana balchaschensis*.

Более сухие участки занимают *таволужники*. Они представлены зарослями таваложек – *Spiraea hypericifolia*, *S. Crenata*. В этих ассоциациях часто большую роль играют ковыли и типчак. Особенно разнообразны таволужниковые заросли с участием *Spiraea media*, *S. trilobata*, которые характерны для предгорий Алтая и степных территорий Казахского мелкосопочника.

Розарии чрезвычайно характерны для мелкосопочника Восточного Казахстана и Алтайских предгорий. В степной зоне они не занимают больших площадей. В их составе принимают участие *Rosa pimpinellifolia* и некоторые другие виды. В горах Тянь-Шаня розарии (из *Rosa planyacantha*, *R. Spinossima*) образуют иногда большие заросли с заметной примесью других кустарников и с богатым травянистым покровом.

Миндальники распространены почти исключительно на сухих и щебнистых склонах и в степном Казахстане представлены ассоциациями бобовника – *Amygdalus nana* и *A. Ledebouriana*, небольшими участками в мелкосопочнике, на предгорьях Алтая и Тарбагатая.

Ивняки распространены по долинам рек и представлены типичными мезофильными кустарниками. Для степной части Казахстана характерны заросли из *Salix sibirica* и *S. Cinerea*, распространенные по мелким западинам с выщелоченными почвами. По речным долинам *Salix wiminalis*, *S. Pentandra*, *S. triandra*. В травяном покрове преобладают луговые и болотные злаки и осоки.

Тугаи широко распространены по речным долинам Южного Казахстана и представлены ивово-лоховыми ассоциациями. Основную роль здесь обычно играют лох или джида (*Elaeagnus angustifolia*), к которому часто в большом количестве

примешиваются различные ивы (*Salix songarica*, *S. Angustifolia* и др.). Обычно также немногочисленные лианы (*Clematis orientalis*, *Calytegia sepium*). В очень густых тугайных зарослях травянистый покров не развит. На более изреженных участках низший ярус состоит из луговых и болотных растительных сообществ. На вторых террасах речных пойм ивово-лоховые тугаи сменяются значительно более ксерофильными чингильниками, представленные *Halimodendron halodendron*.

В настоящее время со снижением уровня поверхностных вод и строительством водохранилищ тугайные леса сильно изреживаются и теряют свой естественный природный потенциал. Многие ценные виды кустарников приобретают угнетенный вид.

Гребенчиковые заросли представляют собой ассоциации видов рода *Tamarix*, широко распространенных на солончаках. Это своеобразные ассоциации, образованные кустарниками с чешуеобразными листьями. Они относятся к ксеромезофитам, выносящим сильное засоление почв. Травостой редок и состоит преимущественно из однолетних и полукустарниковых солянок (*Salsola*, *Kalidium*, *Suaeda*).

Криофильно-кустарничковая растительность (тундрового типа) слагается из приземистых криофильных кустарничков (*Betula*, *Salix*, *Dryas*), под пологом которых развиваются мхи или лишайники. Такая растительность встречается только на высокогорьях Южного Алтая (хр. Холзун), где находит южную границу распространения.

Эти лишайниково-дриадовые и мохово-березковые ассоциации приурочены к высотам, превышающим 2000–2500 м.

Лишайниково-дриадовые ассоциации приурочены, главным образом, к пологим и крутым каменистым склонам северной экспозиции. Здесь господствуют низкий кустарничек – круглолистная берёзка (*Betula tjtundifolia*), небольшой кустарничек-дриада (*Dryas octopetala*) и распостёртые на поверхности почвы лишайники (*Cetraria islandica*, *C. Cucullata*, *Cladobia alpestris*). Кроме того, встречаются некоторые травянистые растения (*Festuca supina*, *Poa altaica* и др.).

Мохово-берёзовые ассоциации приурочены к пологим и крутым каменистым склонам северной экспозиции. Здесь господствует низкий кустарничек-круглолистная берёзка (*Betula*

rotundifolia), которой часто сопутствует небольшая ива (*Salix Krylovi*). Под их покровом развиваются мхи (*Rhizidium rugosus*, *Polytrichum commune*, *Hylacomium*). На фоне мохового покрова встречаются травянистые растения (*Phleum alpinum*, *Trollius altaicus*, *Saussurea folisia*, *gentiana altaica*).

Пустынно-полудревесная растительность (саксаульники) характеризуется преобладанием древовидных и кустарниковых полудревесных ксерофитов – саксаула белого и чёрного. Интересно, что первые сведения о саксауле относятся к 1771 г. Тогда его описывали как «ель пустыни». Саксаул – один из главных представителей песчаных и такырных пустынь, флагман своеобразных лесов, которые достаточно богаты древесной, кустарниковой и травянистой растительностью – продолжает вегетировать и развиваться в самую сильную жару.

Белосаксаульники с преобладанием *Haloxylon persicum* и жузгунники с преобладанием жузгуна безлистного (*Calligonum arhyllum*) распространены повсеместно в крупных песчаных пустынях Сарыесик-Атырау, Мойынкум, Таукум, Кызылкум, а также по берегам рек Сырдарья и Иле, в районе озёр Балхаш и Алаколь. Среди них наибольшую площадь занимают песчано-осоковые белосаксаульники, в нижнем ярусе которых почти сплошной покров образует песчаная осока (*Carex physodes*). Такие ассоциации характерны больше всего для Кызылкумов. Полынно-белосаксаульные сообщества господствуют в Прибалхашье и в Моинкумах. В верхнем ярусе встречаются многие виды жузгунов и эфедры, которые являются эдификаторами зарастающих песков. На таких зарастающих песчаных массивах доминируют белосаксаульники со сплошным покровом из пустынного мха (*Togula desertorum*). Саксаул белый хорошо переносит засыпание песком, засухоустойчивее белого саксаула, но менее солестоек, поэтому в понижениях встречается реже.

В результате антропогенной деятельности деградирует травянистый ярус белосаксаульников, вплоть до полного исчезновения, что провоцирует процессы дефляции. Доминантами же остаются только жузгунники, где в нижнем ярусе главную роль играет аристида перистая (*Aristida pennata*). В примеси этих видов встречаются эфедра и астрагалы.

Чёрносаксаульники распространены на глинистых отложениях,

а также на засоленных почвах при некоторой опесчаненности их поверхности по периферии речных долин, с уровнем грунтовых вод около 10 м и глубже. Основу этих ассоциаций составляет чёрный саксаул – *Haloxylon aphyllum*, достигающий 3–5 и даже 10 м высоты, а подземные побеги способны проникать в почву на глубину до 10–12 м. Древесина чёрного саксаула является прекрасным топливом, поэтому значительные их площади уничтожены вырубкой или изменением уровня грунтовых вод. Изреженные, низкорослые чёрносаксаульники небольшими участками встречаются на гипсоносных гаммадах Устюрта, на щебнистых почвах Бетпакдалы, на глинистых участках дельты р. Иле. На такырах и такыровидных почвах травостой сильно изрежен. Под кронами саксаула группируются эфемеры и некоторые однолетние солянки. При благоприятных почвенных условиях основными эдификаторами могут быть полыни (*Artemisia maikara*, *A. Tetraea albae*, *A. Turanica* и др.).

Кроме глинистых и такыровидных почв, чёрносаксаульники встречаются также и на засоленных почвах с неглубокими грунтовыми водами. На слабо засоленных глинистых почвах подкронные участки выделяются изреженностью травянистого покрова и преобладанием одноклетников, переносящих высокую концентрацию воднорастворимых солей.

Пустынно-полукустарничковая растительность характеризуется господством ксерофитных полукустарничков, распространенных на водораздельных пространствах Центрального и Южного Казахстана. По характеру основных доминирующих групп выделяются *полынные* и *солянковые*. Кроме различия в составе доминирующих полукустарничков, большую роль играет сочетание их с другими растениями. Так, в более мезофильных условиях к господствующим полукустарничкам примешиваются дерновинные злаки, характерные для полупустыни.

На юге Казахстана, где концентрация осадков в зимнее и весеннее время обуславливает пышное развитие эфемеров и эфемероидов, формируются *эфемерово-полукустарничковые южные пустыни*. В условиях большего увлажнения, чередующегося со значительным высыханием верхних почвенных горизонтов, и обычно с засолением их, к суккулентным полукустарничкам часто присоединяются луговые растения и однолетние галофиты, образуя так называемые «сазовые» пустыни.

Эфемеровые пустыни (Мирза-чуль, или Малая Голодная степь, – у границы Казахстана и Узбекистана 40–41° с.ш.) простираются на приподнятых сильно расчленённых пространствах Беклярбекской гряды (Приташкентские чули) одного из отрогов Западного Тянь-Шаня, создающего водораздел между бассейнами рек Келес и Арысь. В ландшафтном отношении район чулей довольно пёстрый, но всё же это пустыня. Весною, в апреле, она привлекательна, благодаря густому травяному покрову и массе цветущих ирисов, тюльпанов и других эфемеров.

Важно отметить, что в Казахстане произрастает самое большое в мире разнообразие диких тюльпанов (34 вида), в том числе самый дикий на Земле тюльпан Шренка (*Tulipa shrenkii*). Самые крупные из них (до 50 см) – тюльпаны Грейга и Лемана. Учёные подтвердили тот факт, что именно юг Казахстана и прилегающие к нему районы Средней Азии являются центром происхождения тюльпанов. Основное разнообразие тюльпанов сосредоточено в горах Тянь-Шаня и прилегающих пустынях*.

Наконец, в высокогорных районах, в условиях сухого и холодного климата, распространены некоторые криофиты (особенно характерны лишайники); в этих случаях образуются *высокогорные* или *холодные пустыни*.

Полинные пустыни характеризуются доминантной ролью полукустарничковых полыней (*seriphidium*), представленных многочисленными видами. Для плакорных местоположений наиболее характерными полинными пустынями являются белополынные с господством *Artemisia pauciflora*, серополынные с господством *Artemisia terrae albae* и южнополынные с господством *A. herba albae*.

Белополынные пустыни концентрируются, главным образом, в Северном Прикаспии отдельными пятнами и проникают в пределы степной зоны. Они характеризуются наличием в их составе степных злаков (ковылей и типчака). **Чёрнополынные пустыни** в общих чертах совпадают с ареалом белополынных, но заходят также глубже в пустынную область, встречаясь в

* Рассказу об этих прекрасных растениях, об их истории, распространении, необходимости и важности охраны посвящена книга А.А. Иващенко – «Тюльпаны и другие луковичные растения Казахстана» (Алматы, 2005 г.).

пределах Южного Казахстана. В отличие от белополынных, распространённых преимущественно на менее соленосных и солонцеватых степных почвах, чернополынники приурочены обычно к солонцеватым почвам. Они часто встречаются на солонцах среди степей и большей частью имеют в своем составе галофильные солянки. *Серополынные пустыни* широко распространены в центральной и юго-восточной части Казахстана и в пределах республики имеют наибольший ареал. В северной части ареала серополынных встречаются остепненные ассоциации с примесью степных злаков, а на юге – с большим участием эфемеров и эфемероидов. *Южнополынные пустыни* встречаются на южной окраине Устюрта. В них преобладает *Artemisia herba albae*, к которой в незначительном количестве примешиваются другие ксерофильные полукустарники, а также эфемеры. Для полынных пустынь предгорий и каменистых склонов Западного Тянь-Шаня особенно характерно обилие эфемеров и эфемероидов. Однако имеются также солянково-полынные ассоциации, которые приурочены к грубощебнистым или засоленным почвам, где эфемеры и эфемероиды не развиваются в заметных количествах.

Кроме перечисленных типов полынных пустынь, широко распространенных в определенных районах, преимущественно на плакорных местоположениях, в Казахстане имеется еще целый ряд полынных, приуроченных к незональным местобитаниям. Таковыми являются полынные пустыни с господством *Artemisia lessingiana* на щебнистых почвах западных окраин республики; полынные пустыни с господством *Artemisia sublessingiana* на щебнистых почвах Казахского мелкосопочника и предгорий Северного Тянь-Шаня; солончаково-полынные пустыни с господством *Artemisia maritima salina*, характерные для западной окраины Казахстана; полынные пустыни с господством *Artemisia Schrenkiana* на солончаках юго-западной части страны. Песчано-полынные пустыни с господством *A. arenaria* в Южном Казахстане, которые на юге Устюрта сменяются сантониново-полынными пустынями с господством *Artemisia santonina*. На юге господствуют ассоциации с *Artemisia turanica*.

Близкими по характеру к полынным пустыням являются терескеновые пустыни с господством терескена – *Eurotia*

ceratoides, встречающегося кое-где на равнинах и сухих пустынных предгорьях.

Солянковые пустыни характеризуются господством полукустарничковых солянок. Солянки, как правило, господствуют на засоленных почвах, образуя ассоциации на солончаках и солончаковатых почвах. Среди солянковых пустынь имеются как более или менее строго приуроченные к определенным местобитаниям, так и явно приуроченные к определенным эдафическим условиям. Наиболее часто встречаются *сарсазановые пустыни* (с господством *Halocnemum strobilaceum*) на мокрых солончаках. Большое распространение имеют также *боялычёвые пустыни* с господством *Salsola arbuscula*, *S. laricifolia*, развивающиеся на гипсоносных почвах мелкосопочников, обширных плато и шлейфах конусов выноса. Несколько менее распространены *кейрекуковые пустыни* с господством *Salsola rigida*, встречающиеся в районах, почти совпадающих с боялычёвыми.

Значительно более локальными, но играющими в определённых природных зонах большую роль, являются *кокпековые пустыни* с господством *Atriplex cana*, *бюргуновые* с господством *Anabasis salsa* и *тетыровые пустыни* с господством *Salsola gemmascens*. *Кокпековые пустыни* приурочены преимущественно к корковым солонцам юга степной зоны и северной части пустынной.

Бюргуновые пустыни, появляясь на солонцах и солончаках степной зоны, идут далеко на юг по солончаковым почвам и лишь на крайнем юге пустынной зоны (Устюрт) сменяются пустынями с господством тетыра – *Salsola gemmascens*. *Тетыровые пустыни* начинают встречаться уже в центральном Устюрте. По мере движения к югу они приобретают все большее значение и на южном Устюрте являются господствующей ассоциацией.

Среди солянковых пустынь имеют место также *поташниковые пустыни* (с господством видов *Kalidium*), *сурановые* (с господством видов полукустарничковых *Suaeda*), и *тсигековые* (*Anabasis aphylla*), *обионовые* (*Obione vertucifera*), *изеневые* (*Kochia prostrata*), *масбюргуновые* (*Nanophyton erinaceum*), *камфоросмовые* (*Camphorosma Lessingii* и *C. Monspelasum*) и другие пустыни, не имеющие, однако, такого большого распространения, как перечисленные выше.

В целом, в отличие от полынных пустынь, солянковые пустыни менее разнообразны. Занимая крайние по засолению почвы, они чаще представлены почти чистыми ассоциациями, хотя в виде незначительных примесей среди доминантов (солянок) могут быть встречены и другие растения, обычно связывающие их в непрерывный ряд со смежными полынными пустынями. Так, среди кокпековых пустынь имеют место остепненные ассоциации с примесью типчака и ковылей, в экологическом ряду сменяющиеся далее остепненными белополынными пустынями. Биюргуновые пустыни часто бывают с эфемерами и эфемероидами, контактируя далее с эфемерово-южнополынными пустынями.

Как полынные, так и солянковые пустыни занимают значительные площади. По шлейфам гор, где почвенный покров на значительных пространствах более или менее однороден, обычно господствует сплошной покров полынных пустынь. Ассоциации солянковых пустынь занимают крупные площади в обширных депрессиях со сплошным распространением солончаковых почв (сарсазанники, биюргуники) или на щебнистых гипсоносных почвах склонов небольших возвышенностей (бояльчаники). Однако наибольшее распространение имеют полынно-солянковые комплексы, где пятна полынных ассоциаций чередуются с пятнами полынно-солянковых и солянковых ассоциаций, следуя за микрорельефом и вызванными им изменениями почвенного покрова.

На равнинах Южного Казахстана полынники развиваются на почвах с более глубоким горизонтом уплотнения и меньшим количеством солей; там, где солевой горизонт залегает на глубине 50–60 см формируются бояльчявые ассоциации, а на участках с ещё более высоким уровнем соленосного горизонта (20–30 см) распространены биюргунники. Участки с наиболее «злостных» солончаков занимают сарсазанники, поташниковые ассоциации (*Kalidium foliatum*, *K. Caspicum*) и ассоциации *Anabasis arphylla*, которые чередуются с биюргунниками на менее засоленных влажных почвах.

Степи характеризуются господством ксерофильных и плотнодерновинных злаков. В пределах Казахстана наиболее распространены степи, слагаемые в основном узколиственными

дерновинными злаками – ковылями и типчаком. Кроме господствующих дерновинных злаков, значительную роль здесь играет примесь тех или иных растений, отражающих условия местобитания отдельных ассоциаций. В зависимости от этого растительность казахстанских степей можно разделить на несколько групп.

На севере и в горах при лучшем увлажнении к дерновинным злакам присоединяются мезофильные злаки и мезофильное разнотравье. Это *луговые и разнотравно-дерновинно-злаковые степи*. В центральной части степной зоны исключительное господство получают ксерофильные дерновинные злаки, среди которых в качестве небольшой примеси встречаются ксерофильное разнотравье. Это *дерновинно-злаковые степи*. В наиболее сухих районах или на солонцеватых почвах характерно появление ксерофильных полукустарничков – полыней, некоторых солянок. Это *полукустарничково-дерновинно-злаковые или опустыненные степи* (полупустыни).

Наиболее разнообразны по составу и широко распространены *ковыльные степи* со значительным участием типчака (*Festuca sulcata*). Некоторые ковыльные степи являются основными ассоциациями отдельных природных зон. Таковыми являются красноковыльные, ковылковые, тырсиковые и тырсовые степи.

Красноковыльные степи с господством красноватого ковыля (*Stipa rubens*) характерны для чернозёмов северной части Казахстана. В их составе постоянно присутствуют *Festuca Sulcata*, *Stipa capillata* и *Koeleria gracilis*, а также луговые злаки – *Bromus inermis*, *Poa angustifolia* и широколистное мезофильное разнотравье. Особенно характерны для этих степей крупные зонтичные *Peucedanum ruthenicum*, *P. alsaticum*, *Libanotis sibirica*.

Ковылковые степи (с господством ковылка – *Stipa Lessingiana*), характерные для тёмно-каштановых почв, занимают более значительные пространства. В их составе обычно большую роль играют *Festuca sulcata*, *Stipa capillata*, *S. Sareptana*, *Koeleria gracilis*. Разнотравье в основном немногочисленное и ксерофильное (*Linosyris villosa*, *Pyrethrum achilleifolium*). Ковылковые степи типичны также для солонцеватых чернозёмов и иногда занимают участки светло-каштановых почв.

Тырсиковые степи с господством *Stipa sareptana* более всего распространены на светло-каштановых почвах. Это преимущественно опустыненные степи с большим участием полукустарничков – полыни, кохии, камфоросмы и др. На менее солонцеватых разностях почв полукустарники иногда совсем исчезают и появляется ксерофильное травянистое и полутравянистое разнотравье (*Echinops*, *Ritro*, *Pyrethrum* и др.).

Некоторые ковыльные степи не являются характерными для отдельных природных зон, но в отдельных эдафических условиях чрезвычайно широко распространены в пределах Казахстана. Таковыми являются песчано-ковыльные и тырсовые степи.

Песчано-ковыльные степи с господством песчаного ковыля (*Stipa pennata* = *S. joannis*) особенно типичны для песчаных почв. Здесь всегда обильна тырса, (*Stipa capillata*), а обычный типчак (*Festuca sulcata*) заменяется песчаным типчаком (*Festuca Becker*). Соответственно вместо *Koeleria gracilis* появляется *Koeleria glauca*. Иногда в их составе участвует еркек (*Agropyrum sibiricum*) и степная осочка (*Carex supina*). На песчаных массивах Южного Казахстана в примесях участвует мятлик (*Poa bulbosa*) и пустынные осочки. Входя в различные подзоны, песчано-ковыльные степи в Северном Казахстане образуют два значительных по площади острова: на западе Костанайской области и на востоке Павлодарской.

Тырсовые степи с доминированием тырсы являются наиболее распространенными. Ареал тырсы простирается от северных границ Казахстана до предгорий Тянь-Шаня. Во многих случаях тырсовые степи являются вторичными, замещая ковыльные степи на сильно выпасаемых пастбищах, тырса значительно лучше выносит скотосбой. Однако в ряде районов тырсовые степи могут быть и первичными. Так, первичны они в неглубоких депрессиях степной зоны, на многих массивах супесчаных почв разного генезиса, а также на предгорьях Тянь-Шаня и по периферии Зайсанской котловины. На равнинах и в предгорьях юга Алтая в тырсовых степях большую роль играет *Festuca sulcata*, иногда примешивается *Stipa sareptana*. В степном травостое Северного Тянь-Шаня из дерновинных злаков господствует только (*Stipa capillata*). В связи с широким ареалом разнообразен и состав ассоциаций тырсовых степей. По преимуществу это дер-

новинно-злаковые степи, почти лишенные иных примесей, но встречаются также и разнотравно-тырсовые степи на супесчаных чернозёмах. На сухих предгорьях Северного Тянь-Шаня в составе тырсовых степей большую роль играют полыни, эфемероиды и пустынные осочки.

Наименьшее распространение имеют ассоциации с *Stipa Koprshinskyi*, распространенные на чернозёмах и тёмно-каштановых почвах. Их ассоциации бедны разнотравьем и слагаются исключительно дерновинными злаками (*Stipa Koprshinskyi*, *Festuca sulcata*, *Stipa capillata*). Степи с господством *Stipa kirghisorum* распространены на севере Казахстана и в Тянь-Шане. Они развиваются преимущественно на черноземовидных щелнистых почвах мелкосопочников и горных склонах. В составе этих степей большую роль играют *Festuca sulcata*, *Koeleria gracilis*, часто встречаются другие ковыли и разнотравье.

Кроме ковыльных, среди *дерновинно-злаковых* распространены типчаковые, овсецовые и еркековые степи.

Типчаковые степи характеризуются господством степного типчака или, вернее, ряда близких видов подрода *Eufestuca*. Типчаковые степи сформированы в результате активной антропогенной деятельности и развиваются на интенсивно выпасаемых пастбищах. На отдельных территориях типчаковые степи представлены первичными ассоциациями и приурочены преимущественно к солонцам и солонцеватым почвам. Наиболее же характерны первичные типчаковые степи для каштановых почв горных склонов Тянь-Шаня, где они часто являются основными растительными группировками. На северных отрогах Тянь-Шаня и Джунгарском Алатау они встречаются среди разнотравно-ковыльных степей на высотах от 800 до 2000 м. В составе их иногда встречаются ковыли (*Stipa capillata*, *St. kirghisorum*), на каменистых почвах *St. caucasica*, *Koeleria gracilis*, *Phleum phleoides*, из разнотравья – *Galium verum*, *Senecio laccobaea*, виды *Allium* и др. Кроме того, встречаются кустарники (*Lonicera*, *Berberis*, *Cotoneaster*). В альпийском и субальпийском поясах Тянь-Шаня типчаковые степи имеют некоторые специфические высокогорные виды (*Cousinia*, *Geranium*, *Myosotis*, *Oxytropis*).

Овсецовые степи с господством *Avenastrum desertorum* характерны для чернозёмных тёмно-каштановых почв равнинного

Казахстана. Это преимущественно разнотравно-овсецовые и типчаково-овсецовые степи, встречающиеся небольшими участками на дресвянистых почвах.

Еркековые степи широко распространены в центральных и южных регионах Казахстана. Доминантом является еркек – *Agropyrum sibiricum*, произрастающий на светло-каштановых почвах. На западе Казахстана еркековые степи встречаются отдельными массивами на тёмно-каштановых почвах. Их постепенно сменяют *песчано-ковыльные степи* более северных районов. В примесях участвуют песчаные полыни, пустынные осочки, эфемеры и эфемероиды.

Эфемеровые пустынные степи представлены своеобразной растительностью, характерной только для самых южных окраин западной части Тянь-Шаня. По биоэкологическим особенностям они занимают промежуточное положение между степями и субтропиками и характеризуются преобладанием эфемеров и эфемероидов. Ритм функционирования природных комплексов сближает их с субтропическими саваннами. В связи с этим *Н.И. Рубцов* (1952 г.) предложил для своеобразного типа растительности (эфемеры и эфемероиды) употреблять термин *И.В. Выходцева «саванноиды»**. Он также обосновал выделение вариантов «саванноидной растительности»: *низкотравные осочково-мятликовые саванноиды* (лишь в самой южной части Казахстана – Мирзачуль) и *крупнотравные саванноиды* – прангосовые ценозы, где доминируют зонтичный прангос – *Prangos rabularia* и волосоносный эфемероидный пырей – *Agropyrum trichorum* (средние пояса гор Западного Тянь-Шаня, предгорья и низкогорья – южные склоны) и *борадачёвые ценозы* (южный, приилийский склон Жетысуского Алатау). По всей вероятности, они представляют собой реликтовые образования и являются остатками древних саванн.

Основу их травостоя слагают эфемероиды – *Poa bulbosa* и *Carex pachystylis*. Меньшее значение имеют луковичные виды –

До *Н.И. Рубцова* подобного рода растительность описывалась под разными наименованиями – «эфемеровые пустыни» (*Е.П. Коровин* и др.), «жаропокоящиеся луга» (*А.В. Прозоровский*), «полусаванны» (*Л.К. Овчинников*), «полустепь» (*М.Г. Попов*).

Tilipa, Allium, Gagea и многочисленные эфемеры – Malcolmia, Eremopyrum, Astagalus, Trigonella и др. В летнее время такие территории не имеют травянистого покрова, и только к осени на них развиваются некоторые однолетние солянки. Наиболее типичны мятликово-песчано-осочковые ассоциации.

Луга как тип растительности характеризуются господством травянистых многолетних мезофитов. Относящиеся сюда ассоциации распространены во всех районах Казахстана. На севере они занимают крупные площади по водоразделам, а на юге республики – и по горным склонам. В большинстве случаев луга теснейшим образом связаны с лесами и распространяются в степи и пустыни только по речным долинам и впадинам. В горах формирование лугов связано со значительной высотой над уровнем моря, где климат смягчен более низкими летними температурами, большим количеством осадков, а также поверхностными и грунтовыми водами.

Наиболее распространенными являются *остепнённые луга*. Они отличаются разнообразием по западинам, на террасах речных долин, в горных территориях. К ним относятся пальчатниковые (*Cynodon dactylon*), ажрековые (*Aeluropus littoralis*), приуроченные к засоленным почвам. В их травостое встречаются однолетние и полукустарничковые галофиты. Такие луга характерны для юга Казахстана.

Своеобразную группу составляют *крупнозлаковые остепнённые луга* из высоких и грубых дернистых злаков. Для южных степей и северных пустынь особенно характерны чиевые (*Lasiagrostis splendens*) и княжковые (*Aneurolepidium turgaicus*) луга. Они занимают крупные впадины и широко распространены на террасах рек.

Луга, образованные криофильными травянистыми многолетниками, преимущественно развиты в высокогорных районах, где они занимают дренированные склоны и самый верхний пояс (Южный Алтай, Жетысуский Алатау, Алтай, Илейский Алатау и др.). В указанных выше горных районах распространены кобрезиевые, ожиковые и манжетковые луга.

Кобрезиевые луга характеризуются господством кобрезии (*Cobresia Smirnovii*, *C. capilliformis*). Они приурочены к дренированным древним моренам, периодически обильно увлажняемым

талыми водами. Наибольшее распространение кобрезиевые луга имеют в Нарымском хребте, в Сауре, Жетысуском (Джунгарском) Алатау и Тянь-Шане. В густом кобрезиевом покрове обычна примесь полыни (*A. rupestris*), альпийского мятлика (*Poa alpina*), лапчатки (*Potentilla gelida*), живородящей гречишки (*Polugonum vivipara*), альпийской горечавки (*Gentiana tenella*), которая, кстати, может продолжать вегетировать даже под снегом. В Западном Тянь-Шане распространена памироалайская кобрезия (*Cobresia pamiroalaica*).

Ожиковые луга известны на высокогорьях Южного Алтая. В них преобладает ожика (*Luzula spicata*), к которой примешивается *Lagotis glauca*, *Avena versicolor*, *Carex tristis*, *Gentiana altaica* и др. Луга характеризуются кочковатостью и лишайникового покрова.

Манжетковые луга встречаются на юге Алтая, в высокогорных поясах Жетысуского (Джунгарского) Алатау и Тянь-Шаня. Здесь преобладает манжетка (*Alchimilla vulgaris*), к которой присоединяются многие виды высокогорного разнотравья: *Polygonum nitens*, *Anemone narcissiflora*, *Parnassia Laxmanni*, *Geranium Saxatile*.

Установлено повышенное содержание сахара в цветочном нектаре альпийских растений. Этим фактором объясняется отчётливо выраженное в ряде горных стран тяготение пчеловодства к более высоким поясам гор (*И.С. Щукин, О.Б. Щукина, 1959 г.*).

Пустынно-однолетняя растительность характеризуется господством ксерофильных травянистых однолетников и широко распространена как в степной, так и пустынной зонах Казах-стана. К ним относятся ассоциации однолетних галофитов на солончаках, являющихся одними из первых при заселении растительностью засоленных почв. Большинство из этих ассоциаций функционируют в условиях периодического избыточного поверхностного увлажнения. К этой группе прежде всего относятся ассоциации солероса (*Salicornia herbacea*), характерной для прибрежной полосы соленых озер и днищ бессточных котловин. Солерос образует густые заросли без примесей других растений. Аналогичные ассоциации создают также однолетние виды шведок (*Suaeda prostrata*, *S. corniculata*), петросимоний (*Petrosimonia sibirica*, *P. monandra*), солянок (*Salsola crassa*, *S. lanata*) и др.

Как уже отмечалось, во «Флору Казахстана» (1956-1966 гг.) вошло 5630 видов папоротникообразных, голосеменным и покрытосеменных растений. Однако, «согласно последующим уточнениям», как указывается в работе *Б.А. Быкова* (1975 г.), в этот список было включено только 5239 видов. Характерно, что только 0,3 % (17 видов) флоры – исторически сложившейся совокупности таксонов растений территории – распространены по всему Казахстану. Самый флористически бедный район (полуостров Бузачи) имеет лишь 249 видов, а самый богатый (Жетысуский Алатау) в восемь раз больше – 2021 вид. Сразу же прослеживается общая закономерность – увеличение флористических богатств от более молодых западных территорий к гораздо ранее освободившимся от океанских вод Тетиса – восточным.

Эндемичными для Казахстана являются 728 видов (13 %), при этом большая их часть приурочена к горным областям, особенно к Каратау (98 видов), Илейскому Алатау (65), Жетысускому Алатау (58), к северной части Западного Тянь-Шаня (35), Шу-Илейским горам (23), Тарбагатаю (22) и Алтаю (18 видов). За Алтаем следует Балхаш-Алакольский район (17 видов) и другие районы равнин. Наоборот, целый ряд районов не имеет своих эндемиков (тобольско-Есильский, Прикаспийский, Букеевский, Актюбинский, Северный Устюрт, Бузачи, Мангышлак, Южный Устюрт).

Преобладающими растениями являются многолетние мезофильные травы (35,6 %), многолетние ксеромезофильные и мезоксерофильные травы (17,8 %), мезофильные и ксеромезофильные, в значительном числе эфемерные однолетники (16,8 %), мезоксерофильные и ксерофильные кустарнички (5,2 %) и кустарники (2,3 %). Среди этих экобиоформ псаммофильных видов – 5%, а галофильных – 3,7%.

В ботанико-географическом отношении территория Казахстана разделена (*Б.А. Быков*, 1975 г.) на *три провинции степной*

* Ботанико-географическое районирование, естественно, не совпадает с физико-географическим, почвенно-географическим, геоморфологическим

зоны (Западно-Сибирская лесостепная, Западно-Казахстанская степная (с четырьмя подпровинциями), Восточно-Казахстанская (с двумя подпровинциями) и три провинции пустынной зоны (Арало-Каспийская с тремя подпровинциями, Балхашская с тремя подпровинциями и Туркменская с двумя, заходящими с юга округами) и три горные области (Алтайская с двумя провинциями, Тарбагатайско-Саурская с двумя провинциями и Тянь-Шаньская с тремя провинциями).

Степная зона. Степной тип растительности господствует от лесостепи до пустынной степи на юге. Значительная часть степи в середине 50-х годов XX века распахана. В настоящее время наибольшие площади занимают ковыльковые степи (до 25 млн га). В степной зоне находится около 0,6 млн. га берёзовых и осиновых, а также сосновых (0,5 млн га) лесов. Более 2500 видов высших растений, из них около 80 эндемиков. Характерна общая закономерность нарастания богатства степной растительности с запада на восток, особенно к алтайскому степному фитоценогенетическому центру. Выявлены три провинции, первая из которых относится к подзоне лесостепи.

I. Западно-Сибирская лесостепная провинция в Казахстане занимает лишь небольшую северную часть республики. Берёзовая лесостепь здесь распространена в пониженных частях рельефа. Разнотравно-злаковые (*Stipa stenophylla*, *S. rubens*) луговые степи распаханы. По песчаным речным террасам распространены речные боры.

II. Западно-Казахстанская степная провинция представлена типчаково-ковыльковыми (*Stipa Lessingiana*, *Festuca sulcata*) и типчаковыми степями на тёмно-каштановых и каштановых почвах, белополынно-типчаково-житняковые и житняково-белополынные (*Agropyrum desertorum*, *Artemisia lercheana*) пустынные степи развиты на светло-каштановых почвах. В пределах Казахстана около 1275 видов, из них 15 эндемиков.

A. Предуральская подпровинция занимает территорию Общего Сырта. Характерны дубовые колки и типчаково-ковыльные степи. Флора 584 вида.

Б. Зауральская подпровинция представлена берёзовыми колками и разнотравно-типчаково ковыльными степями. Флора 900 видов. Эндемиков не имеет.

В. Верхне-Прикаспийская подпровинция начала формиро-

ваться в последние тысячелетия (около 8 тыс лет назад), после начавшейся регрессии Каспия. Большая часть степной растительности представлена весьма разнообразными пустынно-степными комплексами белополынно-типчаковых, злаково-белополынных, таволгово-злаковых на светло-каштановых и каштановых почвах, а также чернополынных и камфоросмовых сообществ на солонцах. Преобладают в комплексах то пустынные, то степные сообщества в зависимости от того, насколько далеко зашел ценотический и элювиальный процесс формирования степной растительности и каштановых почв на бывшем ложе Каспия. Флора 750 видов. Эндемов нет.

Г. Мугоджарско-Тургайская подпровинция представлена типчаково-ковыльными, белополынно-типчаковыми, белополынно-типчаково-ковыльными и песчаными степями. Для низменных участков характерны комплексы. Флора имеет 1000 видов, из них 10 эндемов.

Западно-Казахстанская, как и следующая – Восточно-Казахстанская степная провинция, относится к подзоне степей. В Тургайском флористическом районе этой подзоны находится хорошо заметная флористическая граница, здесь, кроме того, имеется явная депрессия в отношении эндемичных видов. Видимо, именно в районе Тургайской ложбины (Тургайского пролива в палеогене) пролегает наиболее чётко выраженная граница алтайско-тарбагатайской экспансии степных элементов флоры, с одной стороны, и понтийской – с другой (*Б.А. Быков, 1975 г.*).

III. Восточно-Казахстанская степная провинция близка к Зауральской подпровинции Западно-Казахстанской степной провинции (березовые колки, разнотравно-типчаково-ковыльные степи). Южная ее часть довольно значительно отличается от нее – кустарниковые степи имеют гораздо большее разнообразие степных и при этом эндемичных степных ассоциаций. Характерны, в частности, петрофильные сосновые леса на границах. Флора состоит из 1750 видов.

А. Тобылско-Ертисская подпровинция занимает разнотравно-типчаково-ковыльные степи на супесчаных почвах и сосновые боры на супесчаных и песчаных почвах Прииртышья. Флора имеет 1200 видов, из которых 5 эндемов.

Б. Подпровинция Казахского мелкосопочника представлена

кустарниковыми степями особенно на шебнистых вариантах почв, разнотравно-ковыльными степями, сосновыми лесами на границах. Богатая флора состоит из 1577 видов, в том числе 21 эндемичных.

Пустынная зона. Для данной зоны характерен полукустарничковый тип растительности. По долинам рек распространены туранговые и лоховые тугаи. На песчаных массивах произрастают кустарники и псаммоксерофильная степная растительность. От степной зоны довольно чётко ограничена не только характером сообществ, но и особенностями флоры. Наибольшие площади (до 35 млн га) занимают серополынные, а также биюргуновые (более 10 млн га) пастбища. Значительная территория (10 млн га) находится под саксаульниками. Флора имеет 2000 видов высших растений. Наблюдается общая закономерность увеличения богатства флоры от очень бедных районов Прикаспия к юго-востоку Туранской низменности, где находится и наиболее разнообразная пустынная растительность. Зона разделена на две провинции – Казахстанскую и Туркменскую, которые соответствуют двум подзонам.

IV. Казахстанская пустынная провинция разделяется на пять подпровинций.

А. Северо-Прикаспийская подпровинция сформировалась лишь в последние тысячелетия (около 5 тыс. лет) после регрессии Каспия. Флора бедна – не более 800 видов, эндемиков подпровинция не имеет. Широко развита комплексность растительного покрова. Кустарниковый ярус на песках беден по флористическому составу.

Б. Мангистау-Устьюртская подпровинция занимает лошади серополынных эфемероидно-серополынных пустынь на бурых почвах, часто в сочетаниях и комплексах с солончаковой растительностью, а также биюргуновых, боялычево-биюргуновых и боялычевых пустынь на бурых и серо-бурых почвах. Флора бедна – около 875 видов, только 2 эндема.

В. Аральская подпровинция представлена эфемероидно-серополынными пустынями на бурых почвах, полынно-жужгуново-саксауловыми песчаными пустынями с участием житняка. Боялычники почти отсутствуют. Флора около 960 видов, из которых 11 эндемичны.

Г. Бетпакдалинская подпровинция занимает территории с серополынно-боялычевой и серополынной пустыней на бурых, иногда щебнистых почвах, а также с саксауловой древесной растительностью на песках или такыровидных почвах. Сюда же относятся участки песчаных пустынь. Флора включает 1085 видов, из которых 19 эндемиков.

Д. Балхашская подпровинция занимает площади песчаных пустынь. Белополынные сообщества распространены на бурых почвах и на сероземах. Флора включает 1296 видов, в том числе 17 эндемиков.

В. Туркменская пустынная провинция занимает южные окраины Устюрта и Кызылкумов. Здесь господствуют полынно-солянковые, южные варианты жузгуновых саксаульников с участием зонтичных. Некоторые территории представлены эфемероидно-полынной пустыней. Сюда относятся более 10 эндемиков.

Горные области. Высотная поясность горных территорий Казахстана определяет значительное разнообразие типов растительности и очень резкие флористические отличия от флор степных и пустынных равнинных провинций. Здесь сосредоточены массивы тёмнохвойных (более 0,5 млн га) и лиственничных (0,3 млн га) лесов, горные степи и высокогорные луга (более 4 млн га). На территории страны выделено 3 геоботанические области.

1. Алтайская область находится на границе лесной и степной зон и охватывает территорию южной части Алтая. Флора богата – около 1745 видов, в том числе 12 эндемиков.

А. Горно-Алтайская провинция представлена лиственничными и пихтовыми лесами, высокогорными кустарниками, лугами и гольцами.

Б. Низкогорно-Алтайская провинция имеет набор лесостепных сообществ с кустарниками и красно-ковыльными степями.

2. Тарбагатайско-Саурская область находится на границе степной и пустынной зон. Флора имеет 1640 видов, из которых 20 эндемичны.

А. Тарбагатайская провинция представлена поясом лиственничных лесов, реликтовых участков леса из сосен, выше которых распространены кобрезиевые луга в высокогорьях.

3. *Тяньшаньская область* всецело расположена в зоне пустынь.

А. Северо-Тяньшаньская провинция объединяет Жетысуский (Джунгарский), Илейский (Заилийский) и Кунгей Алатау*.

В низкогорьях *Жетысуской подпровинции* развиты полынно-тырсовые степи, розарии, затем яблоневые и еще хвойные леса. На южных склонах хребтов распространены типчаковые и бородачовые степи. Для высокогорий характерны манжетковые и кобрезиевые луга. Флора очень богата – 2021 вид, в том числе 56 эндемов.

Северо-Тяньшаньская подпровинция представлена низкими предгорьями с тырсовыми степями, выше – лиственными лесами, ещё выше – еловыми. *М.Г. Поповым* (1935 г.) в окрестностях Алматы особо выделены *дикие плодовые заросли*, состоящие из дикой яблони Сиверса, дикого абрикоса, барбариса, которые уникальны в своём роде, не имеют аналогов в мировом растительном сообществе и служат селекционно-генетическим материалом. Их основной массив сосредоточен между Б. Алматинкой и Котырбулакской щелью Илейского (Заилийского) Алатау на высотах 800–1600 м. Типичны высокогорные луга. Флора имеет около 1870 видов, из них 65 эндемов.

Б. Восточно-Тяньшаньская провинция включает хр. Узынкара (Кетмень) и восточные окраины Терской Алатау. Для провинции характерны кустарниково-разнотравно-типчаковые степи, еловые леса. Высокогорья представлены разнотравно-типчаковой степью и кобре-зиевниками. Флора области небогата – около 930 видов, из них 11 эндемичных.

В. Западно-Тяньшаньская провинция занимает территории западных окраин Илейского (Заилийского) Алатау (Шу-Илейские горы) и Киргизский Алатау. Для низкогорий характерны эфемероидные и разнотравно-волосистопырейные степи, а также кустарники и ксерофитные редколесья, высокогорные луга. Характерно, что горы Айтау – единственное в мире место произрастания редчайшего реликтового кустарника –

* Геоботаническое районирование Северного Тянь-Шаня впервые проведено *Н.И. Рубцовым*. – См. его статью в «Известиях АН КазССР». Сер. биологич. – 1955. – Вып. 10. – С. 3–27.

недзвецкий семиреченской (*Nedzwedzka semireschenska* В. Fedtsch.). Кустарник стал известен науке в 1909 году и назван в честь краеведа В.Е. Недзвецкого. Флора богата – более 2725 видов, из них 197 видов эндемичных.

Важно также обратить внимание и на *экстразональную растительность* – это, когда растительные сообщества близки к растительности какой-либо зоны, но произрастают вне этой зоны в тех местах, где создаются условия, сходные с зональными условиями этой зоны. Ярким примером такого рода можно считать вершину горы Мохнатка (2600 м, урочище Медеу). Здесь, у верхнего предела елового пояса, развита разнотравно-злаковая степь, весьма схожая с северными степями европейской равнинной части России.

Ковыльная степь Мохнатой сопки является не единственным случаем появления на большой высоте в Тянь-Шане именно степного северного типа растительности. Подобные же участки, только без такого эффектного представителя степи, как ковыль, можно найти на вершине горы Кумбель или Сухого хребта – к юго-западу от Мохнатой сопки (*Н.В. Павлов, 1940 г.*).

В горных областях Южного Казахстана можно встретить и ядовитые растения. Например, в поясе хвойного леса Северного Тянь-Шаня и Жетысуского Алатау, на крупнотравных лугах, по берегам рек растёт травянистое многолетнее растение – аконит джунгарский (борец, царь-трава, волчий корень) – *Aconitum sijnngoticum*. Его яд настолько страшен, что одно обладание аконитом в некоторых странах каралось смертью. Здесь же среди лугов и зарослей кустарников растёт травянистое растение с красивыми цветами – ясенец узколистный (неопалимая купина) – *Dictamnus angustifolius*. В природе его не трогает даже скот. Если в сырую погоду рвать его фиолетовые цветки, то оно способно вызвать сильнейшие ожоги на коже с долго не заживающими ранами.

В настоящее время структурно-динамические особенности растительного покрова Казахстана в значительной степени зависят от воздействия антропогенных факторов, среди которых наибольшую негативную роль играют процессы современной дефляции и водной эрозии, а также токсичные ингредиенты воздушной и водной среды. Значительные территории республики

подвергаются процессам опустынивания, изучение которых становится неотложной задачей экологов и физико-географов. Для решения проблем опустынивания необходимо установить закономерности развития ассоциаций, динамику на экосистемном, биогеоценотическом уровне.

Антропогенные изменения растительности

Антропогенные изменения растительности непосредственно связаны с хозяйственной деятельностью: распашка, сенокосение, пастбищная и дорожная дигрессия, зарегулирование стока рек, прокладка трубопроводов нефти и газа, неконтролируемые заготовки растительного сырья, пожары, военные полигоны и радиоактивное загрязнение, самодетельный туризм, техногенные воздействия и др., вызывающие как кратковременные, так и длительные нарушения растительного покрова.

Горные леса существенно пострадали от чрезмерного перевыпаса скота в результате стравливания живого напочвенного покрова и естественного лесовозобновления. Производившиеся в этих условиях рубки привели к снижению полноты насаждений, нежелательной смене пород. За последние 100-150 лет в Илейском (Заилийском) Алатау нижняя граница елового леса поднялась более чем на 200 м. В Таласском Алатау на водоразделе рек Аксу-Машат полностью уничтожены арчьевые и яблонево-боярышниковые леса. На Алтае произошло значительное сокращение площадей и запасов пихты и лиственницы (И.И. Ролдугин, 1999 г.).

За последние 60 лет сократилось биоразнообразие особо ценных видов растений, например, в северных елово-плодовых лесах Жетысуского Алатау на 70 %, а в аналогичных центральных лесах Илейского – на 93 %. За этот же период площадь хвойных лесов в Алматинской области уменьшилась на 30 %. Этот процесс сопровождается ухудшением экологической ситуации, резким сокращением и обеднением генетического фонда лесного биоразнообразия, особенно плодовых, лекарственных и других полезных растений. При таком положении, популяции и даже виды могут исчезать незаметно, что и случается (в начале 60-х годов в результате распашки земель навсегда исчезло

прелестное растение – юнона алматинская, которую впервые нашли в окрестностях Чемолгана и Узунагача). Поэтому ряд целебных растений этого региона включён в «Красную Книгу Казахстана» – 1981 г. (яблоня Сиверса, яблоня Недзвецкого, абрикос обыкновенный или урюк, барбарис илийский, шиповник Павлова, тюльпан Колпаковского, тюльпан Островского, ревень Витрока, родиола розовая, жимолость илийская, смородина Янчевского и др.). Всего в неё занесено 300 видов редких и находящихся под угрозой исчезновения растений Казахстана*.

На леса лесостепной зоны отрицательное влияние оказала распашка вокруг берёзовых колков в период освоения целины, повлиявшая на естественный гидрологический режим территории. Кроме того, используемая многие годы система рубок в берёзовых лесах зоны, рассчитанная на порослевое их возобновление, привела к снижению продуктивности этих лесов.

Происходит усыхание пойменных дубрав на северо-западе Казахстана. В результате зарегулирования стока и нарушения гидрологического режима рек, сельскохозяйственного освоения прибрежных территорий повсеместно значительной деградации подверглись тугайные леса.

Степные боры истощены интенсивными рубками прошлых лет, лесными пожарами. В течение двух последних столетий значительно сократились или были полностью уничтожены ряд сосновых массивов Центрально-Казахстанского мелкосопочника, Тургайской равнины.

Согласно данным государственного лесного фонда на 1 января 2008 г. за последние десятилетия произошло снижение запасов ценных сосновых насаждений на 6,5 млн м³, запасов саксаульников – более, чем на 0,5 млн м³.

В связи с участвовавшими крупными лесными пожарами и недостаточными лесозащитными мероприятиями, ростом опасных очагов вредителей и болезней леса в ближайшие годы можно ожидать снижения общего прироста покрытых лесом площадей, снижение продуктивности лесов, и как следствие, развитие

* Более 50 видов растений Казахстана находятся под угрозой исчезновения, причём треть из них – степные.

процессов их деградации, обезлесивания и опустынивания территории республики (*И.И. Ролдугин, А.М. Родионов, 1999 г.*).

В районах нефтедобычи (Прикаспийская низменность, Западный Казахстан) трансформация растительности имеет необратимый характер, и естественное восстановление её невозможно даже в течение длительного времени после прекращения воздействий. Потеря биоразнообразия растительности на серо-бурых пустынных почвах с доминированием эфемеров, однолетних солянок и полукустарничков составляет с 16-20 видов (фоновое состояние) до 1-5 (сильная степень нарушенности). При этом продуктивность сообществ снижается в 3-5 раз. Полностью утрачивается их ресурсная ценность вследствие экспансии сорных непоедаемых видов растений, а также нарушается ландшафтностабилизирующая функция растительности из-за смены состава экобиоформ: уменьшение обилия полукустарничков и увеличения фитоценотической роли однолетников. На загрязнённых нефтепродуктами участках резко снижается проективное покрытие почвы растениями (с 40-60 % до 3-5 %). Сильно замазученные участки в радиусе 100-300 м от действующих скважин не пригодны для поселения растений. На значительной территории Прикаспия причины потери биоразнообразия растительности обусловлены химическим загрязнением (*Н.П. Огарь, Л.Л. Стогова, 1999 г.*).

Негативное влияние на состояние растительности оказывают выбросы промышленных предприятий. Повышение концентрации токсичных соединений изменяет физико-химические свойства почв, уничтожает почвенную микрофлору и фауну, нарушает процессы аммонификации и нитрификации. Это вызывает угнетение жизненного состояния растений, замедление скорости их роста, утрату способности семенного размножения и др. В среднем сильное воздействие дымогазовых эмиссий на растительность наблюдается в радиусе 10-15 км. Аналогичные изменения растительности наблюдаются в радиусе действия объектов теплоэнергетики, но здесь дополнительным негативным фактором является пыление золошлакоотвалов.

В зоне радиоактивного загрязнения бывших ядерных

полигонов (Семипалатинского и Азгир), а также предприятий по переработке урановых руд сформировались техногенные местообитания, не имеющие природных аналогов, что вызвало сильное сокращение биологического разнообразия флоры и трансформацию растительности. Так, по данным *Б.М. Султановой* (1998 г.) на опытно-экспериментальной площадке «Опытное поле» (площадь 320 км²) до начала ядерных испытаний преобладали полынно-типчаково-ковыльные степи (*Stipa sareptana*, *Festuca valesiaca*, *Artemisia frigida*) с участием таволги (*Spiraea hypericifolia*). В результате ядерных испытаний растительный покров был полностью уничтожен и в настоящее время представлен разреженными группировками зональных и сорных видов. Аборигенные виды флоры претерпевают значительные изменения – варьируют размеры растений, сокращается онтогенез (неотения), изменяется фенология, появляются уродливые изменения различных органов (тератогенез). Явления неотении проявляются в переходе к цветению и плодоношению в раннем возрасте.

Контрольные вопросы

1. Какие типы растительного покрова имеются на территории Казахстана?
2. Растительные сообщества каких регионов более эндемичны? Почему?
3. Каковы причины динамичности растительного покрова степной зоны?
4. Какие доминирующие растительные ассоциации характерны для степной зоны?
5. Какие доминирующие растительные ассоциации характерны для пустынной зоны?

Задания для самостоятельной работы

1. Проанализировать основные единицы ботанико-географического районирования.
2. Определить принципы выявления таксономических единиц ботанико-географического районирования.
3. Дать сравнительную характеристику основных ботанико-географических провинций.

4. Составить ботанико-географический профиль по линии Астана – Алматы; Семипалатинск – Алматы; Уральск – Кызылорда (по выбору).

Рекомендуемая литература

1. Бессчётнов П.П., Мальцев С.Н. Редкие и ценные растения Казахстана (деревья и кустарники). – Алма-Ата: Кайнар, 1981. – 224 с.

2. Ботаническая география Казахстана и Средней Азии (в пределах пустынной зоны / Коллектив авторов/ Под ред. Е.И. Рачковской и др. – С-Пб.: Ботанический институт им. В.Л. Комарова, 2003. – 424 с.

3. Быков Б.А. Региональный анализ флоры и ботанико-географическое районирование Казахстана //Проблемы освоения пустынь. – 1975. – № 6. – С. 3–15.

4. Быков Б.А. Очерки по истории растительного мира Казахстана и Средней Азии. – Алма-Ата. Наука, 1979.

5. Винтерголлер Б.А. Редкие растения Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1976. – 199 с.

6. Иващенко А.А. Тюльпаны и другие луковичные растения Казахстана. – Алматы: ИД Две столицы, 2005. – 192 с.

7. Иващенко А.А. Сокровища растительного мира Казахстана. По страницам Красной книги. – Алматы: ТОО Алматыкітап, 2005. – 128 с.

8. Кубанская З.В. Солянковыи пустыни Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1980.

9. Курочкина Л.Я. Псаммофильная растительность пустынь Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1978.

10. Курочкина Л.Я. Ресурсы биосферы пустынь Средней Азии и Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1984.

11. Карамышева З.В., Рачковская Е.И. Ботаническая география степной части Центрального Казахстана. – Л.: Наука, 1973. – 279 с.

12. Кукунов М.К. Ботаническое ресурсоведение Казахстана: Учебник. – Алматы: Ғылым, 1999. – 160 с.

13. Лекарственные растения Казахстана. / Отв. ред. М.К. Кукунов. 1992. – 112 с.

14. Павлов Н.В. Ботаническая география СССР. – Алма-Ата: АН КазССР, 1948. – 712 с.

15. Павлов Н.В. Основные закономерности в растительном покрове Казахстана //Труды 3-й сессии АН КазССР. – Алма-Ата. 1949.

16. Растительность степей Северного Казахстана / Под ред. Е.М. Лавренко// Труды Ботанического института им. В.Л. Комарова. Серия 3 – Геоботаника. – Л.: АН СССР, 1961. – Вып. 13. – 527 с.

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ

Начало систематическому исследованию почв Казахстана было положено экспедициями Переселенческого управления под руководством академика К.Д.Глинки, проведенными в разные годы первой четверти XX века. К этим исследованиям были привлечены самые известные тогда молодые почвоведы – С.С. Неуструев, Л.И. Прасолов, А.И. Безсонов, Р.И. Аболин и многие другие. В эти годы были получены первые сведения о неизвестных ранее почвах. В частности, был описан новый тип светло-бурых почв пустынно-степного пояса предгорий (впоследствии – объединен с типом серозёмов), установлена структура широтных зон и высотных почвенных поясов, выявлены наиболее перспективные районы для земледельческого использования.

Материалы этих и некоторых других исследований послужили научной основой для создания монографий К.Д. Глинки «Почвы России и прилегающих стран» (1923 г.), «Почвы Киргизской республики» (1926 г.), «Солонцы и солончаки Азиатской части СССР» (1926 г.), Р.И. Аболиной «От пустынных степей Прибалхашья до снежных вершин Хан-Тенгри» (1930 г.), Л.И. Прасолова «Почвы Туркестана» (1926 г.), С.С. Неуструева «Элементы географии почв» (1933 г.). Глубокие мысли, заложенные в этих работах, не утратили своего значения до наших дней.

Первая почвенная карта Казахстана была издана в 1935 году (составители А.И. Иозефович, С.П. Матусевич, А.В. Мухля, И.А. Безполуденнов) под редакцией академика Л.И. Прасолова. С.П. Матусевич опубликовал работу «Главные зоны и области

почв Казахстана» (Проблемы советского почвоведения, 1936 г. – Сб. 3).

В 30-40-е годы почвенно-географические исследования на территории Казахстана проводили *И.П. Герасимов, М.А. Глазовская, Е.Н. Иванова, Е.В. Лобова*, которые внесли большой вклад в изучение почвенного покрова республики.

В 1942 г. *С.П. Матусевичем* и *У.У. Успановым* был произведён первый подсчёт площадей почв Казахстана.

В 1946 г. *Е.В. Лобовой* под редакцией *Л.И. Прасолова* и *И.П. Герасимова* была составлена, а в 1948 г. издана вторая почвенная карта Казахской ССР в масштабе 1:2500000.

К 40-м годам XX века в изучении почв выделяется особое научное направление – мелиоративное почвоведение, основателем которого в Казахстане стал академик *В.М. Боровский*. Фундаментальные разработки *В.М. Боровского* посвящены теории почвообразования дельтовых равнин, эволюции почв в связи с развитием орошения, определению темпов, характера и направленности водо- и солеобмена в системе почва-грунтовая вода.

Крупные фундаментальные почвенно-географические исследования развернулись у нас в 50-60-е годы под руководством казахстанских учёных – *У.У. Успанова, А.И. Безсонова, Д.М. Стороженко, С.И. Соколова, А.М. Дурасова, А.А. Соколова*. Важнейшее теоретическое значение имеет и в наше время опубликованная тогда работа *У.У. Успанова* «Почвенно-географические зоны и земельные ресурсы Казахской ССР» (Известия АН КазССР, 1967 г. – № 6).

60-е и 70-е годы XX века были наиболее плодотворными в изучении генезиса и географии почв Казахстана. В этот период Институтом почвоведения АН КазССР были изданы серия монографий «Почвы Казахской ССР» в 14 томах (отв. ред. *У.У. Успанов, В.М. Боровский*), третья Почвенная карта Казахской ССР в масштабе 1:2500000 (1976 г., отв. ред. *У.У. Успанов*). В эти годы проводились крупные научно-исследовательские работы по мелиорации засоленных почв, изучению процессов эрозии и дефляции почв, их агрогенеза в различных природно-хозяйственных условиях, много внимания уделялось качественной оценке (бонитировке) почв, исследованию структуры почвенного покрова и мн. др. Результатом

этих исследований стали крупные монографии *В.М. Боровского*, *Е.У. Джамалбекова* и др. – «Почвы полуострова Мангышлак» (1974 г.), *И.Д. Давлятшина* и др. – «Бонитировка неорошаемых почв Казахстана» (1976 г.), *В.М. Боровского* – «Геохимия засоленных почв Казахстана» (1978 г.) и «Формирование засоленных почв галогеохимических провинций Казахстана» (1982 г.), *Р.Д. Жанпеисова* – «Эрозия и дефляция почв Казахстана» (1978 г.), *А.А. Соколова* – «Почвы низких и средних гор Восточного Казахстана» (1978 г.), *В.Н. Михайличенко* – «Галогенез и осолонцевание почв равнин Северного Казахстана» (1979 г.), *М.Е. Бельгибаева*, *Г.В. Зонина*, *Э.М. Паракишиной* – «Эколого-географические условия дефляции почв Северного и Центрального Казахстана» (1982 г.) и др.

В последние годы, на рубеже веков, по результатам многолетних исследований изданы монографии «Эрозия почв Заилийского Алатау» (*А.К. Алимбаев*, *Р.Д. Жанпеисов*, *А.А. Науменко*, 1998 г.), «Систематический список горных и предгорных почв Республики Казахстан» (*А.А. Соколов*, 2003 г.), «Региональные особенности и агрогенез темно-каштановых почв Северного Казахстана» (*С.Д. Абдыхалыков*, *А.А. Науменко*, 2003 г.).

Основные особенности почвенного покрова

В числе главных и повсеместно действующих факторов почвообразования *В.В. Докучаев* называл горные породы, климат, растительные и животные организмы (высшие и низшие), рельеф и возраст страны. Кроме этих общих факторов, имеется ряд весьма сильных, но локально действующих – почвенно-грунтовые и грунтовые воды, поверхностные воды и др. Местами на почвы воздействуют напорные подземные воды, с которыми связано поступление разнообразных химических элементов. Весьма мощный фактор преобразования почв – хозяйственная деятельность человека.

При анализе почвенного покрова Казахстана важнейшее значение имеют три основных закона географии почв – горизонтальной зональности, вертикальной поясности и провинциальности (фациальности). Последняя, как известно, отражает биоклиматические условия почвообразования. Поэтому вследствие

более континентального и аридного климата (по сравнению с Европейской частью) почвенный покров равнинной территории Казахстана во всех широтных зонах отличается большей *комплексностью*. Здесь широко распространены *солонцы, солончаки, солоди* и другие интразональные почвы, формирование которых обусловлено влиянием засоленных грунтовых вод, материнских пород и историей развития территории. Характерно, что площади солонцов и солонцовых комплексов в степной зоне увеличиваются к югу и занимают от $\frac{1}{4}$ среди обыкновенных чернозёмов до почти половины площади в подзоне светло-каштановых почв. Именно на них приходится 90 % от всех засоленных почв. Например, в Прикаспийской низменности солонцы даже преобладают над зональными светло-каштановыми почвами. Интересно отметить, что, по подсчётам *В.М. Боровского* (1978 г.), соотношение между солончаками и солонцами в степной зоне составляет в среднем 1:50, а пустынной – около 1:3.

Высок удельный вес малоразвитых почв в Казахском мелкосопочнике, Мугоджарах, Зауральском плато и др., а почв легкого гранулометрического состава – на Приертисской равнине. С другой стороны, и зональные почвы из-за своеобразия физико-географических условий их формирования, имеют специфические провинциальные особенности как морфологического строения, так и физико-химических свойств. Известно, в частности, что казахстанские черноземы имеют меньшую мощность гумусовых горизонтов, несколько повышенную гумусность, неоднородную окраску (языковатость), а в их профиле обнаруживаются следы реликтового гидроморфизма и солонцеватости.

На юге, где распространены *бурые, серо-бурые, такыровидные и сероземные почвы*, с запада на восток постепенно уменьшается содержание карбонатов в почвенном профиле. Это объясняется особенностями гидротермических условий (более холодная затяжная весна способствует выщелачиванию карбонатов), распространением бескарбонатных материнских пород и молодостью пустынного режима.

Одной из отличительных черт почвенного покрова Республики Казахстан является увеличение площади *луговых и*

лугово-болотных почв в пустынной зоне с одновременным увеличением их долевого участия в составе. В.М. Боровский (1978) это явление объясняет наличием здесь засоленных почв широких аллювиальных дельтовых равнин, сформированных работой рек, стекающих с гор Тянь-Шаня, а на западе – дельтой реки Жайык (Урал).

Вполне закономерно, что расширение почвенно-географических исследований, углубление и совершенствование их научно-методической основы, многоплановое осмысление новых аналитических материалов позволило за последние три десятилетия (уже после издания почвенной карты) существенно пополнить наши знания о структуре почвенного покрова, генезисе и географии почв Казахстана, в том числе используемых в земледелии на протяжении последних пятидесяти лет. В частности, пришлось отказаться от существования на почвенной карте республики одного из подтипов чернозёмов – выщелоченных (южная лесостепь). Кроме того, сложились новые представления о структуре вертикальной зональности и особенностях почвообразования в горах и на предгорных равнинах Казахстана. Здесь выделены и описаны новые типы, подтипы и роды почв (А.А. Соколов, 1981;). В казахстанской части Алтая, например, выделены и подробно описаны *горно-таёжные кислозёмы* – особый тип холодных и мерзлотных горно-лесных неоподзоленных почв.

Почвы равнинных территорий

На равнинной территории Казахстана в направлении с севера на юг представлены все природные зоны и подзоны, характерные для части умеренного пояса Евразии, к югу от подзолистых почв до Средне-Азиатских пустынь. К ним относятся: 1 – умеренно влажная южная лесостепь с серыми лесными (осолоделыми) и лугово-чернозёмными почвами; 2 – умеренно засушливая степь с чернозёмами обыкновенными; 3 – засушливая степь с чернозёмами южными; 4 – умеренно-сухая степь с тёмно-каштановыми почвами; 5 – сухая степь с каштановыми почвами; 6 – пустынная степь (полупустыня) со светло-каштановыми почвами; 7 – северная пустыня с бурями

почвами; 8 – средняя пустыня с серо-бурыми и такыровидными пустынными почвами, а также большими массивами пустынных песчаных почв.

Значительные изменения претерпевают почвы вертикальных поясов в горах по направлению с запада на восток, т.е. при переходе от западных отрогов Тянь-Шаня к его северо-восточным дугам (Илейский Алатау) и горам восточных окраин (Калбинский хребет, Алтай и др.).

Разделение территории Казахстана на почвенно-географические зоны и подзоны проведено *С.П. Матусевичем, У.У. Успановым, Д.М. Стороженко, А.А. Соколовым*. Согласно данным Института почвоведения МСХ РК, все многообразие почвенного покрова равнинной территории Казахстана объединяется в 726 почв. На почвенной карте Казахстана (1976 г.) показано 53 знака почв, в т.ч. не выделявшиеся ранее – серые лесные, такыровидные и лиманно-луговые. В систематическом списке на равнинной территории выделен 21 тип почв, из них 4 зональных (серые лесные, чернозёмы, каштановые и бурые) и 17 межзональных и внутризональных. Основные биоклиматические показатели почвенно-географических зон и диагностику зональных почв иллюстрирует **таблица 6**. Эколого-генетический анализ почвенной карты Казахстана проведён *А.А. Науменко* (1996 г.).

Подзона умеренно-влажной южной лесостепи занимает очень небольшую территорию (0,4 млн. га) на юге Западно-Сибирской низменности. Разница между количеством атмосферных осадков и величиной испаряемости здесь невелика, и показатель увлажнения близок к единице. В условиях плоского, равнинного рельефа Западно-Сибирской низменности и крайне слабой дренированности территории регион отличается повышенной гидроморфностью, широким распространением *лугово-чернозёмных почв*.

На дренированных участках и легких породах встречаются *серые лесные почвы*, которые в ряду зональных почв являются самым северным типом (с подтипами – *тёмно-серые, серые и светло-серые*).

Диагностика зональных почв почвенно-географических зон и подзон
равнинного Казахстана

Подзоны, почвы	Мощность, А + В, см	Гумус, %	Отношение С _{тж} /С _{ф.к}	Ёмкость поглощения, мг. экв./100г. почвы	Глубина вскипания от НСІ, см	Глубина выделения		Коэффициент увлажнения
						карбонатов	гипса	
<i>1. Лесостепная зона серых лесных и лугово-чернозёмных почв</i>								
Южная лесостепь – серые лесные (осолоделые)	30- 60	3,0-5,0	1,0- 1,6	20- 25	–	–	–	0,62- 0,65
Лугово- чернозёмные	60- 70	8,0- 12,0	2,0- 3,0	45- 55	–	–	–	
<i>2. Степная зона чернозёмов</i>								
Умеренно- засушливая степь – чернозёмы обыкновенные	60- 80	6,4-7,3	2,0- 2,5	35- 40	35- 40	45- 65	130- 180	0,53- 0,59
Засушливая степь – чернозёмы южные	40- 60	4,6-6,0	1,1- 1,6	30- 35	30- 40	40- 60	125- 175	0,40- 0,45
<i>3. Сухостепная и полупустынная зона каштановых почв</i>								
Умеренно-сухая степь – тёмно- каштановые	40- 60	3,4-4,5	1,0- 1,5	25- 30	30- 45	45- 55	100- 145	0,32- 0,36
Сухая степь – средне- каштановые	35- 40	2,5-3,5	1,0- 1,3	20- 25	20- 30	35- 45	90- 125	0,28- 0,32
Очень сухая пустынная степь (полупустыня) – светло-каштановые	30- 40	1,5-2,5	0,9- 1,1	15- 20	20- 25	30- 40	80- 100	0,22- 0,26
<i>4. Пустынная зона бурых почв</i>								
Северная пустыня – бурые	30- 35	1,0-1,5	0,6- 0,8	10- 15	с пове рх.	30- 35	70-80	0,11- 0,14
Средняя пустыня – серо-бурые	25- 30	0,5-1,0	0,4- 0,6	5- 10	с пове рх.	25- 30	40-70	0,08- 0,10

Чаще всего на севере встречаются *серые лесные осолоделые почвы* суглинистого и легко-суглинистого гранулометрического состава. Они формируются под осиново-берёзовыми перелесками и колками на суглинках, подстилаемых соленосными глинами. Обычно это небольшие участки, сочетающиеся с лугово-чернозёмными и другими почвами. Содержание гумуса в верхнем горизонте 3–5 %. Почвы обладают неблагоприятными физическими свойствами, характеризуются неблагоприятным водным режимом. Поэтому их нецелесообразно распахивать и лучше оставлять под лесом.

Согласно современным представлениям, *лугово-чернозёмные почвы* эволюционировали из луговых под влиянием улучшения дренажных условий в связи с расчленением залегания грунтовых вод или избыточного поверхностного увлажнения в весенний период. Они наиболее распространены в северной части лесостепей, где в весенний период грунтовые воды находятся на глубине 2–3 м и в меньшей мере – в колочной лесостепи и степной зоне. Приурочены они к пониженным участкам с глубиной залегания грунтовых вод 3,5–6 м, а также к блюдцеобразным западинам с избыточным весенним увлажнением за счет талых вод. Почвы отличаются повышенным содержанием гумуса (8–12 %), высокоплодородны, за исключением солончаковых и солонцеватых родов. Используются под зерновые и другие культуры.

Из интразональных почв для лесостепей наиболее характерны *солоди*, которые приурочены к западинам под берёзовыми и осиново-берёзовыми колками. Развиваются при высоком поверхностном или поверхностно-грунтовом увлажнении. Из-за неблагоприятных физико-химических и водно-физических свойств в земледелии не используются.

Степная зона (площадь 25,3 млн га, 9 % площади Казахстана) разделена на две подзоны: **1 – умеренно засушливых степей; 2 – засушливых степей.** Зональным типом почв степей являются *чернозёмы*. Они представлены двумя подтипами – *чернозёмами обыкновенными* и *чернозёмами южными*. Сложившиеся здесь биоклиматические условия, состав и свойства материнских горных пород определяют три ведущих процесса

степного почвообразования: гумусонакопление, карбонатизация и осолонцевание.

Большая часть черноземов находится в пределах южной окраины Западно-Сибирской равнины и северной части Казахского мелкосопочника, наименьшая – в пределах Сыртовой возвышенности, мугоджарских низкогорий, Зауральского плато, Северо-Тургайской равнины, а также Приертисской равнины.

Чернозёмы обыкновенные (среднегумусные) формируются в умеренно-засушливых степях при наиболее влажном климате (300-330 мм осадков в год) под богато-разнотравно-красноковыльной растительностью. Площадь подзоны 11,7 млн га, рельеф преобладающей части территории равнинный с частыми западинами. Материнскими породами являются лёссовидные тяжелые суглинки и глины. В таких условиях на плоских вершинах увалов на суглинистом субстрате развиваются черноземные почвы с мощностью гумусового горизонта 70–80 см. Содержание гумуса в них убывает постепенно от 7–8 % в верхней части горизонта А до 4–5 % – в нижней.

Чернозёмы обыкновенные относятся к лучшим плодородным почвам и полностью распашаны. На них в основном возделывают зерновые, а также картофель, овощи и кормовые культуры. На однородных массивах чернозёмов обыкновенных собирают в среднем 16,5 ц/га яровой пшеницы.

Чернозёмы южные (малогумусные) формируются в более засушливом климате со среднегодовым количеством осадков 250-300 мм под разнотравно-красноковыльно-злаковой растительностью.

Структура почвенного покрова внутри подзоны крайне неоднородна, что вызвано различным геоморфологическим строением ее отдельных частей и разнообразием почвообразующих пород. Неоднородность почвенного покрова проявляется в виде комплексности и сочетаний: площадь подзоны 13,6 млн га, из которых на долю «чистых» массивов черноземов южных приходится около 50 %. Комплексность особенно сильно выражена в пределах Западно-Сибирской низменности, где она возрастает с запада на восток. Проявление комплексности связано с широким распространением засоленных почвообразующих пород и крайне слабой дренированностью территории.

Это способствует преобладанию здесь солонцеватых черноземов южных и незначительному распространению черноземов карбонатных и нормальным (обычных).

В юго-западной части подзоны (Тобыл-Убаганский водораздел) и в ее восточной части (правобережная Приертисская равнина) значительное развитие имеют лёгкие по гранулометрическому составу южные чернозёмы. Они менее гумусированы и выщелочены на значительную глубину.

В пределах Зауральского плато и Кокшетауской возвышенности наибольшее распространение получили щебнистые, неполно- и малоразвитые почвы, а на карбонатных лёссовидных суглинках – карбонатные. Мощность гумусового горизонта черноземов южных составляет в среднем 40–60 см, а содержание гумуса в верхней его части обычно в пределах 4,6–6,0 %. Южные черноземы полностью распаханы и используются под посевы зерновых культур.

Сухостепная и пустынно-степная зона (площадь 90,4 млн га – 33 % площади республики) *каштановых почв*. По комплексу гидротермических условий и морфогенетическим показателям тип каштановых почв разделяется на три подтипа – *тёмно-каштановых* умеренно-сухих разнотравно-типчаково-ковыльных степей, *средне-каштановых* сухих ксерофитно-разнотравных ковыльно-типчаковых степей и *светло-каштановые почв* ковыльно-типчаково-попынных пустынных степей (полупустынь). Каштановые почвы представляют собой переходный тип почвообразования от черноземов к бурым пустынным. Поэтому им присущи доминирующие элементарные процессы черноземов – гумификация с образованием дернины и некоторые признаки, характерные для пустынных почв – близкое залегание карбонатов, гипса, легкорастворимых солей.

Наложение элементов солонцового процесса на зональное проявление дернового – одна из важнейших особенностей почвообразования в зоне сухих и пустынных степей. *Солонцеватость* каштановых почв следует рассматривать как явление *зонального порядка*. Особенно она проявляется в светло-каштановых, а также тяжёлых средне-каштановых.

Для зоны сухих и пустынных степей характерно развитие комплексности почвенного покрова. Каштановые почвы

образуют комплексы с солонцами и лугово-каштановыми почвами. Основная причина высокой комплексности обусловлена микро-рельефом, который определяет различия водно-солевого режима почв, а также пестроту в свойствах почвообразующих пород, пятнистость растительности и др. Заметным фактором, оказывающим существенное влияние на дифференциацию структуры почвенного покрова сухих степей, является жизнедеятельность животных – землероев. Проникая на глубину 9 м и более, сурки выносят на поверхность десятки тонн (в пересчете на гектар) почвенно-грунтовой массы из глубоких горизонтов почв и подстилающих пород. Этим вовлекаются в биологический круговорот степных природных комплексов невыветрелые первичные минералы, слаборастворимые соединения, что в определенной мере обновляет почвенный покров. На каштановых суглинистых почвах сурчины образуют специфический зоогенный комплекс. Общая площадь сурчин (бутанов) относительно небольшая – около 4-5 % территории плоских водоразделов. Кроме того, в условиях сухих степей широко распространена полигональная комплексность – комбинации педонов (почвенных индивидуумов), которые нарушают кажущееся однообразие почвенного покрова (А.А. Науменко, Г.В. Зонов, 1980 г.)

Тёмно-каштановые почвы умеренно сухих степей занимают площадь 27,7 млн га. Это южная оконечность Западно-Сибирской низменности, северная половина Казахского мелкосопочника, северные части Прикаспийской низменности, Подуральского плато, Урало-Мугоджарской горной страны, Тургайского плато, юго-западная часть Приертисской равнины.

Характерно, что в подзоне умеренно-сухих степей нормальные суглинистые разновидности имеют незначительное распространение. Значительно чаще встречаются карбонатные и солонцеватые почвы тяжелого гранулометрического состава. *Тёмно-каштановые карбонатные почвы* приурочены к высоким равнинам, сложенным с поверхности карбонатными тяжелыми глинами. Кроме того, они часто встречаются по межсочным понижениям. Их массивы отличаются чрезвычайной однородностью на больших площадях. В почвах содержится 3,4-4,5 % гумуса. Они полностью распаханы. Урожай зерновых культур бывают неустойчивые (средние – 10,1 ц/га). Их лимитирует недостаток

влаги, а также снижение запасов гумуса, потеря водопрочности почвенной структуры и др.

Тёмно-каштановые солонцеватые почвы однородными массивами встречаются редко, значительно чаще образуют комплексы с солонцами. Подобные комплексы формируются на речных и озерных террасах, по денудационным склонам столовых плато, шлейфам сопок и межсопочным понижениям. Использование этих почв в земледелии затруднено.

Подзона *средне-каштановых почв* протягивается с запада на восток вдоль южной окраны сухих степей и занимает площадь 24,3 млн га. Полоса этих почв шириной 60-100 км проходит по территории Прикаспийской низменной Подуральского плато, Урало-Мугоджарской горной страны, Тургайского плато, Казахского мелкосопочника, значительной части Павлодарского Приертистья. Среди средне-каштановых почв каштановые обычные имеют ограниченное распространение. Наиболее крупные их массивы сосредоточены на древнеаллювиальных равнинах правобережной части Ертиса, а также на песчаных отложениях Тургайского плато. На территории Казахского мелкосопочника небольшие участки каштановых обычных почв приурочены к пологим склонам подножий и межсопочным долинам. Содержание гумуса в них 2,5–3,5 %. Более широко в подзоне представлены *карбонатные* и особенно *солонцеватые* роды этих почв.

Средне-каштановые почвы используются преимущественно как пастбища, а во влажные годы и как сенокосы. Они частично распаханы под посевы яровой пшеницы, но урожаи неустойчивые. На однородных массивах этих почв средняя многолетняя урожайность яровой пшеницы составляет 7,1 ц/га.

Среди каштановых почв сухих степей по межсопочным долинам, надпойменным террасам рек, в понижениях между увалами и при дополнительном поверхностном или грунтом увлажнении – формируются *лугово-каштановые почвы*. Они характеризуются большей мощностью гумусовых горизонтов и более высоким содержанием гумуса (4–6 %, иногда до 8 %) по сравнению с автоморфными каштановыми почвами. Эти почвы являются лучшими пахотными угодьями сухих степей. Их

рекомендуется использовать под посевы яровой пшеницы, проса, под огороды.

Подтип *светло-каштановых почв* формируется в пустынной степи (полупустыни), которая занимает 38,4 млн га. Эти почвы распространены на Прикаспийской низменности, южной части Подуральского плато, Мугоджар и Тургайского плато, значительной части Казахского мелкосопочника, протягиваясь на восток вдоль подножий Калбинского хребта и Чингизтау к Зайсанской котловине.

Светло-каштановые почвы, формируясь под типчаково-полынной растительностью, приурочены к водораздельным равнинам и склонам, террасам рек, межсопочным равнинам, шлейфам и склонам сопок. Среди светло-каштановых почв наиболее распространены солонцеватые и малоразвитые. Гранулометрический состав их весьма неоднороден – от супесчаных до тяжелосуглинистых. На территории Казахского мелкосопочника очень часто встречаются хрящевато-щебенчатые и каменистые почвы. Содержание гумуса в их верхнем горизонте колеблется в пределах 1,5–2,5 %.

Из-за недостатка увлажнения земледелие на больших площадях без искусственного орошения (регулярного или лиманного) в полупустыне почти невозможно. Средняя урожайность яровой пшеницы на светло-каштановых почвах равна 5,1 ц/га, что экономически не рентабельно. Тем не менее строение, свойства и режимы светло-каштановых почв заставляют относить их к степному типу почвообразования (*В.М. Боровский, У.У. Успанов, С.А. Шувалов, 1964 г.*).

В зоне сухих и особенно пустынных степей для возделывания кормовых культур применяют лиманное орошение, площадь которого в Казахстане составляет около 900 тыс га (1-е место в СНГ). Очаги регулярного орошения весьма малочисленны и приурочены в основном к долинам рек.

Пустынная зона занимает около 120 млн га, что составляет почти 44 % территории республики. Эта зона расположена южнее 48–49⁰ с.ш., где годовое количество осадков обычно не превышает 150–170 мм при более чем в десять раз большей испаряемости. Зональный тип почв пустынь Казахстана – *бурые почвы*. Они представлены двумя подтипами: *бурых почв*

северной солянково-попынной пустыни и серо-бурых – центральной (средней) попынно-солянковой (С.П. Матусевич, 1936 г.; У.У. Успанов, 1975 г.). Сложившиеся биоклиматические условия, состав и свойства почвообразующих пород определяют специфические особенности пустынного почвообразования. К ним относятся: слабое передвижение продуктов выветривания и почвообразования по почвенному профилю, отсутствие дернового горизонта, свойственного степному типу почвообразования, формирование пористой корки и слоеватого подкоркового горизонта, малая мощность гумусового горизонта, невысокое содержание в нем органического вещества и др. В почвах широко развиты карбонатность, солончаковатость, отчасти – гипсоносность, а также слабо выраженная солонцеватость.

Бурые почвы северной пустыни занимают площадь 57,4 млн га (48 % пустынной зоны). В ландшафтно-географическом отношении подзона охватывает южную часть Прикаспийской низменности, северные окраины плато Мангистау и Устюрт, южные части Подуральского и Тургайского плато, Северное Приаралье, южные окраины Казахского мелкосопочника, предгорные равнины Алтая и Тарбагатая.

Общей особенностью подзоны является бессточность территории, широкое распространение соленосных и карбонатных почвогрунтов, формирование комплексности почвенно-растительного покрова с большим участием солончаков. По подсчётам В.М. Боровского (1978 г.), площадь засоленных почв здесь составляет 55 % от общей площади подзоны. Для профиля бурых почв характерно слоеватое сложение верхней части гумусового горизонта. С поверхности отслаивается хрупкая пористая корочка (1–3–5 см), ниже которой залегает подкорковый горизонт небольшой мощности. Мощность горизонта А+В в среднем составляет 33–35 см. Содержание гумуса в верхнем горизонте обычно в пределах 1–1,5 %.

Серо-бурые почвы центральной пустыни тянутся широкой полосой южнее 46–47° с.ш. от побережья Каспийского моря на западе до Алакольской котловины на востоке. Площадь подзоны составляет 61,8 млн. га.

Территория подзоны включает природные комплексы преимущественно аллювиально-аккумулятивного происхождения.

Зональные *серо-бурые почвы* встречаются здесь островными массивами, занимая более древние по возрасту и более высокие по уровню поверхности – аридно-денудационные плато, мелко-сочные возвышенности и делювиально-пролювиальные шлейфы, конуса выноса и подгорные покатости гор юга и юго-востока страны.

Примечательно, что в структуре почвенного покрова подзоны серо-бурых почв по сравнению с северной пустыней бурых почв, сокращается доля площади комплексов (всего около 12 %) за счет возрастания сочетаний. При этом солонцы здесь часто замещаются такырами. Засоленные почвы здесь занимают 46 % от общей площади подзоны или 28,9 млн. га. Средняя мощность гумусового горизонта серо-бурых суглинистых почв составляет 30–33 см, а гумуса в среднем содержится 0,7–1,1 %.

Бурые и серо-бурые почвы обладают сходными агропроизводственными качествами, представляя в естественном состоянии пастбища, выборочно пригодные для земледелия только при орошении.

В пустынной зоне также распространены однородные, иногда довольно крупные массивы различных интразональных почв. Наиболее характерными зональными представителями их являются *лугово-бурые* (при глубине залегания грунтовых вод 2–5 м), *такыровидные*, *песчаные пустынные почвы*, *такыры*, *солончаки*, *солонцы*.

Тип *такыровидных почв* широко распространён в пустынной зоне, особенно в подзоне серо-бурых почв, где встречаются местами довольно крупными массивами на аллювиальных равнинах (обсохших староречьях Сырдарьи, Шу, Иле, Каратала и других рек с глубоким залеганием грунтовых вод (10–15 м и более). Это бывшие пойменные аллювиально-луговые почвы, сильно опустыненные в результате изменения гидрологического режима реки. Почвы занимают плоские пониженные элементы рельефа, включая сухие русла, котловины выдувания, террасы, береговые валы и другие элементы рельефа на слоистых отложениях. Они имеют неполноразвитый профиль, как правило, засолены. Образуются под изреженным покровом саксаулово-солянково-попынной растительности с небольшим участием эфемеров. Содержание гумуса не превышает 1 %.

Часть почв используется под пастбища. Главные мероприятия при земледельческом освоении – орошение, борьба с засолением и корко-образованием, удобрение.

На обводненной части дельтовых глинистых равнин пустынной зоны Республики Казахстан сформировались *пойменные (аллювиально-луговые), лугово-болотные болотные почвы*. Грунтовые воды под ними залегают на глубине 1,5-3 м, реже 5 м, по минерализации – пресные, солоноватые, солёные. Содержание гумуса колеблется от 2 до 6-8 %. Аллювиально-луговые почвы заняты преимущественно посевами зерновых (пшеница, ячмень, просо), овоще-бахчевых культур, кукурузы, кледевины. Лугово-болотные почвы часто используются под рисосеяние.

Такыры встречаются среди других почв пустынной зоны обычно небольшими участками, протяженностью нескольких десятков или сотен метров. На древних аллювиальных равнинах бассейна р. Сырдарьи площадь их достигает нескольких квадратных километров. Это весьма оригинальные почвенные образования внешне выделяющиеся по своей ровной полигонально-трещиноватой поверхности. Они приурочены к неглубоким плоским понижениям и, кроме тонкой пленки кратковременно вегетирующих водорослей, почти лишены другой растительности.

Преобладают такыры глинистые и тяжелосуглинистые, но встречаются и легкосуглинистые. Все такыры карбонатны с поверхности. Карбонатные новообразования у них отсутствуют. Гумус распространяется на глубину 15-20 см, но содержание его не превышает 0,5 %.

Свойства такыров неблагоприятны для возделывания сельскохозяйственных культур. Развитие орошаемого земледелия на такырах требует сложной мелиорации: разрушение корки и коренного улучшения водно-физических свойств, рассоления и ликвидации избыточной щелочности, биологической активизации почв.

Солончаки в пустынной зоне занимают значительные площади и отличаются большим разнообразием. Формируются обычно на соленосных породах при близком залегании сильно минерализованных грунтовых вод. Различают *солончаки типичные, остаточные и луговые*. Последние покрыты изреженной и

угнетенной растительностью, содержат больше гумуса (1–2 %) и в профиле имеют признаки оглеения. Использование солончаков в земледелии возможно только после сложной мелиорации. Основной мелиоративный прием – промывка солончаков пресной водой и дренажные работы. Поэтому солончаки осваиваются лишь там, где это жизненно необходимо.

Интересной особенностью почвенного покрова пустыни и полупустыни является формирование своеобразных *лиманно-луговых почв*, распространенных на Казахском мелкосопочнике, Тургайской столовой стране и др. Приурочены они к замкнутым понижениям, в которых на небольших по площади участках (40–60 га) застаиваются стекающие с окружающих пространств поверхностные талые воды. Такие лиманы, покрытые слоем воды 60–80 см, зарастают густой растительностью (из пырея, ползучего острца, солодки) и после высыхания (через 20–40 дней) служат прекрасными сенокосами, дающими 30–40 ц/га хорошего сена. Лиманно-луговые почвы развиваются под действием резко отличающихся, сменяющих друг друга условий увлажнения, обуславливающих протекание в них восстановительного, лугового, дернового и пустынно-степного процессов. Они обладают значительной мощностью гумусового горизонта (до 40 см) и содержат гумуса от 3,5 до 7 % и более. Для них характерно отсутствие засоления в верхних генетических горизонтах.

После высыхания лиманов грунтовые воды быстро опускаются до глубины 4–6 м. Почвы лиманов сильно пересыхают, разбиваются глубокими (150–180 см) трещинами на полигональные участки. В период высыхания и растрескивания лиманно-луговых почв пырейная растительность на них очень быстро желтеет, теряя кормовые достоинства. Для земледелия эти почвы совершенно не пригодны, так как они на долго заливаются водой и своевременно не могут обрабатываться. Кроме того, площади их незначительны и рассеяны на больших пространствах.

Лиманно-луговые почвы, формирующиеся в крупных западинах (лиманы, лопатины – округлые западины с низкими, плохо очерченными границами: углубление поймы), *С.П. Матусевич*

(1936 г.) называл тёмноцветными, выделяя среди них слитые, солонцеватые, осолоделые.

В настоящее время географо-генетические особенности почвенного покрова равнинной территории казахстанские почвоведы изучают не только на зональном уровне, но и на уровне почвенных провинций, округов, районов. Так, территория пустынной зоны бурых почв республики разделена на 13 почвенных провинций и 82 района (Фаизов, 1983 г.). В казахстанской сухостепной провинции тёмно-каштановых и средне-каштановых почв с повышенной солонцеватостью выделено 4 почвенных округа – Тургайский, Есиль-Нурунский, Ерментау-Каркаралинский, Силеты-Экибастузский (С.Д. Абдыхалыков, А.А. Науменко, 2003 г.). В Заволжской сухостепной провинции тёмно-каштановых и средне-каштановых почв с повышенной гумусностью выделено 3 почвенных округа – Общесыртынский холмисто-возвышенный, Сыртовый эрозионно-возвышенный, Предсыртовый. Работы по почвенно-географическому районированию на низком таксономическом уровне полностью не завершены.

Почвы горных и предгорных территорий

Горные почвы образуют различные ряды высотных поясов, которые наиболее ярко выражены в Северном Тянь-Шане. Многие из горных почв рассматриваются как аналоги равнинных (горно-каштановые, горные черноземы и др.). Аналогия, однако, является далеко не полной, так как условия почвообразования в горах имеют специфические особенности, и почвы приобретают особые свойства.

Горные почвы имеют укороченный и слабо дифференцированный профиль. Для них характерна высокая щебнистость и плохая сортированность почвенного материала. Они обогащены первичными минералами, а доля вторичных невелика. Своеобразно их гумусное состояние. Содержание органического вещества в них может достигать 15-20 %. Однако в его составе преобладают слабо гумифицированные вещества, много слаборазложившихся остатков. *Горные почвы* – это группа почв, образующихся в условиях горного рельефа. Ранее все почвы, формирующиеся под влиянием вертикальной зональности,

относили к категории «горных» и горному почвообразованию. В результате детальных исследований стало очевидным выделять *почвы предгорных равнин и межгорных долин*, сформированных в условиях вертикальной зональности, но равнинного рельефа в особый ряд – *предгорного почвообразования*.

Согласно А.А. Соколову (1978, 2003 гг.), к *собственно горным почвам* следует относить *только почвы горных склонов* (обычно круче 12–15 °), залегающие в пределах обширных высокогорных, среднегорных, низкогорных, мелкогорных массивов и высокогорных плато. Горные почвы в этих условиях в основном представлены пастбищными, отчасти лесохозяйственными и сенокосными угодьями. Земледельческое освоение ряда горных почв, обеспеченных осадками, целесообразно лишь при возделывании многолетних культур (в основном плодово-ягодных).

К *предгорным почвам* относятся те из них, которые формируются на выравненных поверхностях (обычно не круче 12–15 °), залегающие в пределах *предгорных* (аккумулятивно-эрозионных, в основном волнистых) и *подгорных равнин* (аккумулятивных, преимущественно плоских), *межгорных долин и невысоких плато*. Предгорные почвы в своём большинстве используются или могут использоваться в качестве неполивных, в том числе богарных, или орошаемых земледельческих, отчасти сенокосных угодий.

Горные и предгорные почвы в виде гигантской дуги окаймляют южные и юго-восточные окраины Казахстана. Протяжённость этой дуги достигает почти 2000 тыс км, а *общая площадь 34 млн га*, в том числе 18,1 горных (6,6 %) 15,9 млн га предгорных (5,8 %) почв.

В системе вертикальной зональности почв, по А.А. Соколову (1980 г.), различаются следующие педобиоклиматические регионы со своеобразной зональностью в каждом – Алтайский, Северо-Тяньшаньский и Западно-Тяньшаньский. В каждом из них выделяется несколько горных провинций. Кроме того, обособляется Центрально-Казахстанский регион «островных низкогорий» со своеобразными почвами. Согласно последним данным Института почвоведения им. У.У. Успанова, в пределах горных и предгорных территорий Казахстана *выделяется*

70 почвенных типов, в том числе – 26 зональных, 19 внутризональных и 25 межзональных (интразональных) типов почв. Сокращенный систематический список насчитывает 175 выделов горных и 350 подразделений предгорных почв.

На *Алтае* и *Саур-Тарбагатае* сверху вниз выделяются: 1 – высокогорная тундровая и луговая зона неоподзоленных горно-тундровых почв; 2 – горно-таёжная и лугово-таежная зона горно-таежных кислых (кислоземов) и горных дерновых почв; 3 – горная и предгорная лесо-лугово-степная зона серых и чернозёмовидных лесных почв; 4 – горная и предгорная степная зона черноземов степных, темно-каштановых и горно-степных почв; 5 – предгорная пустынно-степная – светло-каштановых почв.

В соответствии с ороклиматическими особенностями, своеобразием вертикальных ландшафтных и почвенных спектров, здесь выделяются следующие горные провинции: Алтайская Северо-Западная, Алтайская Южная, Саур-Тарбагатайская и, условно, Зайсанская (А.А. Соколов, 1978 г.).

На Северном Тянь-Шане, включая Жетысуский (Джунгарский) Алатау, прослеживаются: 1 – высокогорная луговая и лугово-степная зона горно-луговых и высокогорных лугово-степных почв; 2 – горная лесо-лугово-степная зона горно-лесных темноцветных, горных дерновых, высокогорных лугово-степных (в верхнем поясе), горно-лесных темно-серых и чернозёмовидных, горных черноземов лесостепных и горно-степных почв (в нижнем поясе); 3 – горная и предгорная степная зона черноземов степных и темно-каштановых почв, включая горно-степные почвы; 4 – предгорная пустынно-степная зона светло-каштановых карбонатных почв и серозёмов северных семиреченских. Зональность формируется на фоне средней и северной подзон пустынной зоны. По А.А. Соколову (1978 г.), выделяются: Западно-Тарбагатайская Южная, Барлыкская, Жетысуская (Джунгарская), Северо-Тяньшаньская и Киргизская горные провинции.

Согласно исследованиям А.А. Соколова, из состава Северо-Тяньшаньского региона выделен особый – *Восточно-Тяньшаньский*, отличающийся от первого поздне-весенне-летним и летним максимумом осадков, отсутствием пояса эфемерно-эфемероидной

растительности и серозёмов. Установлено, что восточнее р. Шелек (Илейский Алатау) и р. Жаманты (Алакольская впадина) серозёмы не проникают. Они замещаются своеобразными предгорными *бурыми пустынными почвами*. Вертикальная почвенная зональность формируется здесь по типу центральноазиатской (Восточно-Тяньшаньской), без серозёмов.

На Западном Тянь-Шане выделяются: 1 – высокогорная лугово-степная зона *высокогорных лугово-степных почв*; 2 – горная зона сухих арчовых редколесий, кустарников и крупнотравных полусаванн на *горных коричневых и серокоричневых почвах*; 4 – предгорная зона низкотравных полусаванн на *сероземах южных (туранских)*. Зональность развивается на фоне южной подзоны пустынь. Здесь выделяются две горные провинции – Северо-Каратауская и Западно-Тяньшаньская.

На Казахском мелкосопочнике в пределах «островных низкогорий» на абсолютных высотах 1300–1450 м заметно проявление вертикальной зональности. В горах Каркаралы, Кент, Ерментау и др., расположенных в подзоне темно-каштановых почв, Д.М. Стороженко в 50-е годы выделил *горно-лесные почвы* и *горные чернозёмы*; в низкогорьях, расположенных в подзоне бурых почв, развиваются *горные каштановые почвы*. На почвенной карте Казахстана (1976 г.) в названии этих почв вертикального ряда отражено их «низкогорное положение»: *низкогорные светло-каштановые, низкогорные каштановые* и др.

Рассмотрим некоторые особенности географии зональных почв этих горных регионов.

Горно-тундровые почвы не имеют широкого распространения. Они развиваются в относительно слабо увлажняемых внутренних высокогорьях Южно-Алтайской провинции под травяно-моховолишайниковой и моховоерниковой тундровой растительностью. Эти почвы представлены в основном *горно-тундровыми неоглееными и тундровыми глеевыми*. Для большинства горно-тундровых почв характерна поверхностная оторфованность, наличие маломощных коричневых гумусовых горизонтов, высокая гумусность.

Горно-луговые почвы распространены в достаточно увлажняемых высокогорьях Алтая, Саур-Тарбагатая и Тянь-Шаня под низкотравными альпийскими и субальпийскими лугами.

Профиль горно-луговых почв отличается слабой дифференцированностью и небольшой мощностью, редко превышающей 60-70 см. Содержание гумуса до 10-15 % и более. Определенные различия в свойствах горно-луговых почв, связанные с биоклиматическими особенностями альпийского и субальпийского поясов, дали основание для их подразделения на *горно-луговые альпийские* и *горно-луговые субальпийские*. От горно-луговых альпийских субальпийские отличаются отсутствием сухоторфяного горизонта, несколько более тёмной окраской, лучшей задернованностью, большей мощностью профиля.

Массивы горно-луговых альпийских и субальпийских почв используются как летние пастбища, но они нуждаются в охране путем регулирования выпаса и стимулирования произрастания кормовых трав. При неумеренном выпасе луговая растительность вытесняется непоедаемыми и ядовитыми растениями, а почвы подвергаются эрозии.

В альпийском и субальпийском поясах широко распространены *высокогорные лугово-степные почвы*. Они формируются на крутых и покатых склонах южных и приближенных к ним экспозиций под высокогорной лугово-степной растительностью. Средняя мощность гумусового горизонта 50-70 см. Они характеризуются довольно высоким содержанием гумуса (до 10-15 %). Характерно, что эти почвы, особенно на щебнистых склонах, более подвержены эрозионным процессам, чем горно-луговые, что связано с их меньшей задернованностью, повышенной ксероморфностью.

Высокогорные степные почвы встречаются на северных и восточных окраинах Тянь-Шаня. Они развиваются на южных склонах и в сравнительно более ксеротермических условиях, чем соответствующие высокогорные лугово-степные почвы. Высокогорные степные почвы обладают маломощным профилем, сильной щебнистостью. Мощность гумусового горизонта у них 35-55 см, а гумуса содержится 6-9 %.

Горно-таёжные кислые неоподзоленные и слабоподзоленные почвы (горно-таежные кислотёмы) развиваются в среднегорных районах Алтая. Впервые описаны и выделены А.А. Соколовым (1978 г.), который среди них различает холодные и мерзлотные. В группе холодных наиболее распространены

горно-таёжные кислозёмы слабопромерзающие дерновые. Они формируются в наиболее увлажняемых среднегорьях северо-западных окраин Алтая под травяными, в основном крупнотравяными, пихтовниками и субальпийскими травяными кедрово-лиственничными лесами. Почвенный профиль у них среднеспособный ($A + B = 50-80$ см), слабо щебнистый, подстилаемый щебнистым рыхляком плотных пород. Несмотря на светлую окраску, почвы среднегумусные.

Горно-таёжные кислозёмы сильнопромерзающие формируются в менее увлажняемых и более холодных участках Южного и Центрального Алтая под травяными лиственничными лесами, преимущественно на северных склонах и в нижней полосе среднегорий. В отличие от слабопромерзающих кислозёмов, они имеют обогащённый органикой поверхностный дерновоторфянистый горизонт и более тёмный гумусовый.

Горно-таёжные кислозёмы мерзлотные торфянистые распространены в верхней половине среднегорий Центрального и Южного Алтая, где выпадает значительно меньше атмосферных осадков, особенно зимних. Растительность – лиственничные леса – зеленомошники. Профиль с поверхности имеет торфянистый горизонт. В нижней части первого или во втором метре обнаруживаются глубокие пролювиальные горизонты и льдистая мерзлота. Районы развития горно-таёжных кислозёмов – это лесохозяйственные угодья водоохранного, почвозащитного и, отчасти, лесопромышленного значения.

Горно-лесные тёмноцветные почвы имеют широкое распространение в Северном Тянь-Шане. Они формируются в поясе травяных хвойных лесов из тяньшаньской ели, преимущественно на элювиально-делювиальных щебнистых суглинках в условиях сильно расчлененного среднегорного рельефа, где занимают наиболее влажные и прохладные склоны северной экспозиции на абсолютных высотах от 1600 до 2700 м (Илейский Алатау) и от 2000 до 2800 м (хребты Торайгыр и Кулуктау).

Сверху у горно-лесных тёмноцветных почв обычно выделяется маломощная, пронизанная травами рыхлая подстилка. Мощность гумусового горизонта 10-20 см, в котором содержится 15-20 % гумуса.

Леса, произрастающие на горно-лесных тёмноцветных

почвах, имеют большое водоохранное, почвозащитное, рекреационное значение и очень редко служат источником строевого леса.

Горные дерновые почвы (горные лесолуговые) развиваются под разнотравно-злаковой растительностью на безлесных крутых южных и западных склонах среднегорий Алтая в пределах горной лугово-таежной зоны. В Северном Тянь-Шане они встречаются в поясе хвойного леса, преимущественно на менее крутых, безлесных лонах.

Важно отметить, что все ранее рассмотренные почвы представлены исключительно своими горными вариантами. Среди почв, характеризующихся далее, встречаются как предгорно-равнинные, так и горные.

Серые лесные почвы (предгорные) формируются на предгорных равнинах и в межгорных долинах Северо-Западного Алтая под крупно-травными осиновыми, реже – березовыми и пихто-мелколиственными лесами, преимущественно на лёссовидных породах. Они в основном представлены подтипом *светло-серых оподзоленных*, которые имеют мощный гумусовый профиль (до 150–180 см). Почвы характеризуются относительно невысокой гумусностью – 4-6%. В условиях горного рельефа и свойственных ему двучленных суглинисто-щебнистых пород широко распространены *горно-лесные серые почвы*. В низкогорьях Северо-Западного Алтая развиваются *горно-лесные светло-серые почвы* под мелколиственными и пихтово-мелколиственными лесами. В низкогорьях Южного Алтая и среднегорьях Саура – *горно-лесные тёмно-серые почвы*, которые формируются под травяно-кустарниковыми листовыми лесами. В Илейском (Зайлийском) Алатау горно-лесные тёмно-серые почвы встречаются в верхней части фрагментарного пояса мелколиственных лесов и занимают склоны северных экспозиций. Они имеют мощный гумусовый горизонт ($A + B = 80-100$ см) и содержат 12–14% гумуса.

Леса, произрастающие на этих почвах, имеют большое водоохранное и почвозащитное значение. В связи с этим здесь нельзя допускать выпас скота, а также сплошные рубки, осуществляя лишь рубки ухода и санитарные.

Чернозёмовидные лесные почвы заметно развиты в высоких межгорных долинах *Южного Алтая*.

Горно-лесные чернозёмовидные почвы распространены в низкогорьях этого региона, а также в Калбинских горах и на Сауре. Эти почвы имеют широкое распространение также в хорошо увлажняемой центральной части низкогорного рельефа (прилавки – от 1200 до 1600 м) Илейского (Заилийского) Алатау. Они формируются под травяно-кустарниковыми осветлёнными лиственничными лесами (Южный Алтай), травянистыми сосняками (Калбинские горы), травянистыми, мелколиственными, яблонево-осиновыми и яблоневыми лесами (Илейский Алатау).

Почвы имеют чернозёмовидный профиль, среднюю или большую мощность гумусовых горизонтов (80–100 см), содержат значительное количество гумуса – 9–15 %.

Образование горно-лесных чернозёмовидных почв, по мнению *А.А. Соколова* (1984 г.), связано с поселением леса на чернозёмные почвы при изменении климата «в достаточно далеком прошлом». Горно-лесные чернозёмовидные почвы в Илейском (Заилийском) Алатау ранее не выделялись. *С.И. Соколов* (1962 г.) описал их под названием «деградированные чернозёмы».

Территория распространения серых и чернозёмовидных лесных почв – это в основном водоохранные, лесохозяйственные угодья. Распаханные варианты этих почв используются преимущественно для возделывания серых хлебов, скороспелых и не теплолюбивых овощных культур и картофеля, а также для травосеяния.

Горные чернозёмы лесостепные выщелоченные и типичные приурочены к нижнему поясу лесо-лугово-степной зоны и развиваются в низкогорьях Северо-Западного Алтая и на высоких прилавках северных склонов Жетысуского (Джунгарского) и Илейского (Заилийского) Алатау. Эти почвы формируются ниже пояса мелколиственных лесов под разнотравно-злаковыми, крупнотравными, а также кустарниковыми лугами, среди которых могут встречаться отдельные плодовые деревья или плодовые редколесья (в Илейском Алатау). Обычно залегают в экспозиционном сопряжении с горно-степными термоксероморфными почвами. Они обладают мощным гумусовым горизонтом (А + В до 80–100 см и более) и высоким содержанием гумуса – 11–15 %.

Чернозёмы лесостепные выровненных поверхностей (плато и межгорных долин) имеют несколько большую мощность, но содержат меньше гумуса по сравнению с горными. Горные чернозёмы лесостепные используются в основном под сенокосы и пастбища, а чернозёмы выровненных поверхностей, кроме того, под посевы овощных, зерновых и кормовых культур). Одновременно целинные массивы этих почв являются хорошими медоносными угодьями.

Чернозёмы степные. Среди них различаются *обыкновенные* и *южные*. Однако их разделение возможно только среди чернозёмов выровненных поверхностей (предгорных равнин, межгорных долин и плато).

Горные чернозёмы степные более распространены, чем их равнинные аналоги: Северный и Южный Алтай, Калбинский хребет, Саур-Тарбагатай, Джунгария, Илейский Алатау. В предгорьях Джунгарии и Северного Тянь-Шаня они приурочены к прилавкам. Местами, в области развития внутригорных сухих котловин, горные чернозёмы поднимаются вплоть до субальпийского пояса (Южный Алтай, восточная часть Илейского Алатау). Эти почвы развиваются в поясе горных разнотравно-злаковых, часто кустарниковых, умеренно увлажняемых и засушливых степей на склонах северных экспозиций. Почвообразующими породами служат мощные толщи лёссовидных суглинков. Они имеют мощный гумусовый горизонт 60–70 см и содержат 5–10 % гумуса.

Важно отметить, что чернозёмы обыкновенные южные предгорных равнин, межгорных долин и плато менее гумусированы, чем соответствующие им горные.

Массивы горных чернозёмов степных обычно используются как среднепродуктивные пастбища и сенокосы, отчасти – как медоносные угодья. Здесь необходимо максимально сократить выпас скота, компенсируя это развитием сенокосения, ограничить земледельческое использование территории, но развивать неололивное горное садоводство на террасах и задернованных склонах.

Предгорные чернозёмы обыкновенные и южные используются в пашне на богаре (зерновые, зерно-фуражные и кормовые культуры). Там, где позволяет рельеф, на них возделывают

овощные, плодовые, зерновые и кормовые культуры на поливе. Однако орошение возможно лишь при тщательном соблюдении противозерозионных мероприятий и возделывании преимущественно многолетних растений.

Горные коричневые почвы Западного Тянь-Шаня образуются в условиях среднегорного и низкогорного рельефа, преимущественно на склонах северных экспозиций в пределах 1100–2200 м. В среднегорье их также можно встретить на восточных, реже – западных и южных склонах. В нижней части зоны почвы развиваются под пырейно-разнотравной растительностью с кустарниками (шиповник, боярышник и др.), а в верхней – редкостойными зарослями клена, яблони, ясеня, арчи, кустарников, более богатой разнотравной растительностью. Характерно, что количество осадков изменяется в широких пределах – 400-900 мм, при повсеместной сосредоточенности их в зимне-весенний период. Горные коричневые почвы хорошо задернованы. Гумусовый горизонт (А + В) имеет мощность 60-100 см и в нем содержится 5-8 (10) % гумуса. Используются, в основном, как пастбища и сенокосы, а местами могут быть использованы и для неполивного горного садоводства.

Коричневые почвы предгорных равнин и межгорных долин, являясь аналогами горных коричневых почв и развиваясь на более мощных рыхлых породах, отличаются меньшей гумусностью (4-6 %). По гранулометрическому составу преобладают тяжелосуглинистые разновидности. Широко используются в богарном земледелии.

Этому благоприятствует хорошая обеспеченность коричневых почв атмосферными осадками и их высокое плодородие. Большинство пахотных угодий, расположенных на коричневых почвах, нуждается в соблюдении противозерозионной агротехники. Массивы этих почв, малопригодные для земледелия по рельефу, служат сенокосными, отчасти, пастбищными угодьями,

С.С. Неуструев (1908 г.) называл эти почвы чернозёмами, черноземовидными и каштановыми, *И.П. Герасимов* и *С.П. Матусевич* (1945 г.) бывшие чернозёмы и каштановые почвы предложили относить к новому почвенному типу – коричневому.

Горные серо-коричневые почвы Западного Тянь-Шаня формируются в условиях среднегорного и низкогорного рельефа на склонах, главным образом, южных и западных экспозиций под кустарниковыми злаково-крупнотравными полусаваннами, иногда с редкими деревьями арчи и боярышника. Мощность гумусового горизонта (А + В) колеблется в пределах 60–100 см, а содержание гумуса 2–3 %, иногда до 4–5 %.

Массивы горных серо-коричневых почв используются в качестве пастбищных и сенокосных угодий. В будущем на них возможно развитие неполивного садоводства.

В Западном Тянь-Шане *серо-коричневые почвы* распространены на высоких увалисто-волнистых равнинах Боролдая, Аксуджабаглинских гор, Угамского и Каржантауского хребтов, а также местами в межгорных долинах Каратау. Они формируются под крупнозлаковыми полусаваннами, в составе которых преобладает пырей волосистый и ячмень луковичный, местами встречаются другие эфемеры и эфемеронды, а также саванноидное цветущее крупное разнотравье (девясил, эремурус, зопник, коровяк и др.). Есть также отдельные деревья боярышника и некоторые кустарники (миндаль, шиповник и др.).

Серо-коричневые почвы в основном являются хорошими богарными пахотно-пригодными землями, достаточно обеспеченными атмосферными осадками для возделывания зерновых, некоторых бобовых (люцерна и др.) и плодовых культур, но нуждаются в противоэрозионной агротехнике. Массивы этих почв, неблагоприятные для земледелия по условиям рельефа, используются как сенокосные и отчасти пастбищные угодья, а выравненные участки (при условии тщательного соблюдения противоэрозионных мероприятий) пригодны для поливного земледелия. В условиях полива здесь могут возделываться разнообразные культуры, в т.ч. различные плодовые и виноградники, но для возделывания хлопчатника недостает тепла. Эти почвы, ранее здесь выделявшиеся как светло-каштановые, тёмно-серые горные или тёмные серозёмы, *Г.А. Жихарева, А.Б. Курмангалиев, А.А. Соколов* (1969 г.) рассматривают в качестве самостоятельного почвенного типа - серо-коричневые - промежуточного

между формирующимися выше по рельефу коричневыми и нижезалегающими сероземами.

В предгорных и горных районах Казахстана *тип каштановых почв* подразделяется только на два подтипа – темно-каштановые и светло-каштановые. Они приурочены к районам с количеством осадков 300–400 мм, но с менее засушливым, чем в областях развития сероземов, летним периодом. Эти почвы имеют отчетливо выраженный гумусовый горизонт мощностью 50-65 см (темно-каштановые) и 45-55 см (светло-каштановые). В темно-каштановых почвах содержится 3-5 % гумуса, светло-каштановых – 2-3 %. Каштановые почвы формируются в западной и восточной частях Илейского (Заилийского) Алатау, Киргизском Алатау, Калбинском и Нарымском хребтах.

Предгорные варианты этих почв широко распространены на предгорных равнинах и в межгорных долинах Илейского (Заилийского) Алатау, Джунгарии, Калбинского и Нарымского хребтов, а так же Саура, Тарбагатая и др. Здесь каштановые почвы обычно не засолены и не солонцеваты.

Массивы предгорных темно-каштановых почв используются под посевы зерновых и зернофуражных культур. При поливе здесь могут возделываться также овощные, технические, плодоягодные, кормовые культуры.

Предгорные светло-каштановые почвы имеют вполне удовлетворительные для земледелия свойства, но находятся в зоне недостаточного увлажнения. В богарных условиях на них возделываются зерновые культуры, урожай которых невысоки и всецело зависят от погодных условий года. При соответствующих физико-географических условиях используются в поливном земледелии.

Горные каштановые почвы – это в основном пастбишные, отчасти малопродуктивные сенокосные угодья.

Серозёмы распространены в Северо-Тяньшаньском и Западно-Тяньшаньском регионах и являются здесь первой ступенью вертикальной зональности. Они покрывают в основном предгорные наклонные равнины. Наиболее распространенными почвообразующими породами серозёмной зоны являются лёссы и лёссовидные суглинки, часто подстилаемые валуно-галечниками. Высотное положение серозёмов на территории Казахстана

варьирует обычно в пределах 200–700 м над уровнем моря. В центральном секторе Илейского Алатау, например, они занимают высоты 450–650 м, а к востоку (до р. Шелек) и западу из-за возрастающей сухости поднимаются выше.

Серозёмы формируются в специфических условиях гидротермического режима, для которого характерны два различных периода: короткий влажно-теплый (при глубоком промачивании почв – на 1,0–1,5 м зимне-весенними осадками) и длительный летний жарко-сухой. Среднегодовое количество осадков изменяется от 170 до 350 мм.

В Казахстане выделяется два подтипа серозёмов: *серозёмы обыкновенные* (типичные) и *серозёмы светлые*.

Серозёмы обыкновенные развиваются в области предгорных равнин Каратау, Таласского и Киргизского Алатау, западной и центральной части Илейского Алатау. На востоке отдельными участками встречаются у южных подножий Жетысуского Алатау. Они формируются под полынно-эфемероидными ассоциациями растительности (опустыненными полусаваннами – по П.Н. Овчинникову). Почвы характеризуются средней мощностью гумусового горизонта (A + B) – 40–50 см. Содержание гумуса в верхнем горизонте варьирует в пределах 1,5–2,0 %.

Серозёмы обыкновенные являются удовлетворительными пахотнопригодными землями, заметно уступающими по естественному плодородию светло-каштановым почвам. Они залегают крупными однородными массивами, что является положительным фактором при их сельскохозяйственном использовании. Почвы не засолены (в условиях богары). На них возможна богарная культура зерновых, но это «зона рискованного земледелия» (необеспеченной богары). В условиях орошения здесь возделываются и получают хорошие урожаи технических (сахарная свекла, табак), зерновых, плодово-ягодных, бобовых, бахчевых и других культур. Массивы этих почв, непригодные для земледелия, используются как низкопродуктивные пастбищные угодья. Серозёмы Северного Тянь-Шаня часто называют северными или семиреченскими (малокарбонатными), а Западного – южными или туранскими.

Серозёмы светлые распространены на абсолютных отметках 300–350 м предгорных равнин Северного и Западного Тянь-

Шаня. Они формируются на более легких почвообразующих породах (легкие суглинки, супеси), под более бедной и сильно опустыненной растительностью. Почвы не засолены, однако содержат меньше гумуса (1,0–1,5 %), имеют меньшую мощность гумусового горизонта, отличаются более слабой дифференциацией профиля и худшим естественным плодородием по сравнению с серозёмами обыкновенными. Характерно, что среди сероземов светлых наиболее распространены супесчаные разновидности.

Серозёмы светлые используются в земледелии только при орошении, а неорошаемые их площади – как весенние и зимние (на отгонных участках) низкопродуктивные пастбища. При использовании данных почв важно соблюдать комплекс мероприятий по защите их от дефляции и ирригационной эрозии.

Из интразональных почв сероземной зоны на подгорных равнинах широко распространены *почвы сазового комплекса*. В него входят почвы разной степени гидроморфности, различной выраженности солонцеватости и солончаковатости. Наиболее характерный и самый распространенный тип сазовой полосы – *лугово-серозёмные почвы*. В этом типе различают незасоленные и солонцеватые (*солонцевато-солончаковые*). Далее выделяются *луговые (собственно сазовые), лугово-болотные, болотные солонцы и солончаки*.

Полугидроморфные и гидроморфные сазовые почвы в силу хорошей влагообеспеченности и гумусированности (в 2–3 раза больше, чем в зональных каштановых и серозёмах) наиболее благоприятны для выращивания сахарной свеклы, овощей, кукурузы, пшеницы, трав. Считается, что самыми подходящими для выращивания сахарной свеклы здесь являются сазовые луговые и лугово-серозёмные незасоленные почвы при глубине грунтовых вод 3–5 м. В Казахстане имеется большой опыт высоко производительного использования незасоленных и незасоленных сазовых почв. Их по праву считают «золотым дном» Семиречья. Однако большие площади сазовых почв используются еще непродуктивно – как пастбища невысокого качества.

В районах недостаточного оттока грунтовых вод возможно вторичное засоление, что требует строгого режима водопользования. Лугово-сероземные солончаковатые и глубоко-солончаковатые почвы целесообразно осваивать на фоне дренажа.

Наиболее четко и ясно, как уже отмечалось, вертикальная зональность выражена на северном склоне Илейского (Зайлийского) Алатау (центральный сектор). На примере этого хребта предлагается проанализировать основные диагностические признаки почв высотных поясов (табл. 7).

Таблица 7

Диагностика зональных почв высотных поясов Илейского Алатау
(северный склон Центральный сектор)

Подзоны, почвы	Мощность, А + В, см	Гумус, %	Отношение С _{т.к.} /С _{ф.к.}	Ёмкость поглощения, мг. экв./100г. почвы	Глубина вскипания от НСl, см	Глубина выделения		Коэффициент увлажнения
						карбонатов	гипса	
<i>1. Высокогорная луговая и лугово-степная зона</i>								
Горно-луговой и лугово-степной альпийский – 2800–3200 м; горно-луговые альпийские	40-50	10-15	0,8-0,9	30-40	-	-	-	2,06-2,14
<i>2. Горная лесолугово-степная зона</i>								
Горно-луговой и лугово-степной субальпийский 2400–2800/3000 м; горно-луговые субальпийские	50-70	15-20	0,8-1,0	40-50	-	-	-	1,67-1,78
Горных еловых лесов и лугово-степей 1600–2400/2600 м; горно-лесные тёмноцветные	60(50)-100	15-20	0,5-1,0	40-60	-	-	-	1,33-1,50
Горных мелколиственных лесов, лугово-степей и степей – 1400–1600 м; горно-лесные чернозёмовидные	80-100	8-12	0,9-1,1	35-50	-	10-12-0	-	0,88-0,98

Горных плодовых лесов, кустарников разнотравно-злаковых лугов и степей – 1200–1400 м; горные чернозёмы выщелоченные	80-100 (120)	11-15	1,3-2,5	40-55	60-70	80-100	–	0,69-0,74
<i>3. Горная и предгорная степная зона</i>								
Горных разнотрав. злак. и ковыльных (часто кустарниковых) умеренно-влаж. и засушл. степей – 850–1200 м; горные чернозёмы степные (обыкновенные и южные)	50(40)-75(65)	5-10	1,8-2,4	25-40	25-40	70-80	–	0,55-0,60
Предгорных разн. ковыльно-типчачковых (часто кустарниковых) сухих степей – 750–850 м; тёмно-каштановые	50-65	3-5	1,0-1,2	20-30	обычно с поверх.	65-75	150-210	0,39-0,43
<i>4. Предгорная пустынно-степная зона</i>								
Предгорных полынно-ковыльно-типчачковых пустынных степей – 650–750 м; светло-каштановые карбонатные	45-55	2,0-2,7	1,0-1,1	12-20	с поверх.	50-60	140-200	0,29-0,33
<i>5. Предгорная серозёмная зона</i>								
Предгорных полынно-мятликовых полусаванн – 450(550)–650 м; серозёмы обыкновенные	40-50	1,5-2,0	0,6-0,9	10-15	с поверх.	45-55	100-140	0,20-0,28

Во всех природных зонах республики и в горах по долинам рек на пойменных террасах встречаются *пойменные луговые почвы* (аллювиально-луговые). Пойменное почвообразование, напомним, существенно отличается от внепойменного. Здесь оно протекает под воздействием ежегодного весеннего затопления и промывания почв мутными паводковыми водами с одновременным отложением на поверхности взмученного аллювиального материала. Почвообразовательные процессы в поймах рек называют литоморфопедогенезом, подразумевая сингенетичность – единовременность процессов отложения аллювия, почвообразования и формирования почвенного профиля.

Пойменные почвы отличаются слоистостью профиля, нередко наличием погребённых гумусовых горизонтов, а незасолённые группы этих почв во многих случаях – повышенной гумусностью. В зависимости от зонального положения пойменные почвы могут быть кислыми, выщелоченными, карбонатными, незасолёнными и засолёнными. Пойменные луговые почвы используются как пастбищные, сенокосные и, частично, – земледельческие угодья.

Антропогенные изменения почв

Вовлечение почв в сельскохозяйственное производство и резкое увеличение в связи с этим интенсивности процессов биогеохимического цикла ускоряют ритм почвообразования. Требуется постоянное поступление энергетического материала (свежего органического вещества, богатых в химическом отношении минералов). Отсутствие такого поступления компенсируется мобилизацией имеющихся резервов, что приводит к истощению почв, ухудшению их физических показателей, резкому снижению плодородия. Зональные особенности при этом проявляются в интенсивности развития этого процесса и уровне снижения плодородия почв. При постоянном поступлении необходимого количества «энергетического материала» происходит, наоборот, интенсификация процессов почвообразования, что приводит к улучшению свойств и режимов почв, обуславливая стабильное повышение их плодородия.

Экстенсивное сельскохозяйственное использование степных почв Казахстана с нарушением закона возврата питательных веществ привело к отрицательному балансу в них гумуса, его содержание в среднем уменьшилось на 20–30 %, понизилось его качество. Проведённые исследования (А.А. Науменко, 1996, 2004 гг. и др.) свидетельствуют, что *физическое (экологическое) состояние пахотных почв наших степей находится на грани критического*. Это оказывает заметное негативное влияние на устойчивость агроландшафтов и, как установлено, отрицательно воздействует на развитие компонентов биосферы. Относительно высокие значения равновесной объемной массы пахотного горизонта говорят о том, что уровень содержания водопрочных агрегатов уже не обеспечивает достаточной устойчивости его положения. Сравнительно низкая равновесная водопроницаемость не способствует полному поглощению ливневых осадков и талых вод, а это затрудняет накопление в почве влаги, увеличивает сток, усиливает процессы эрозии, которая стала проявляться даже на склонах крутизной менее 1°. По данным Б.А. Конеева (1990 г.), при несоблюдении почвозащитных мероприятий на паровых полях северных областей Казахстана ежегодные потери талых вод с поверхностным стоком доходят до 24–37 %, а в отдельные годы – до 50 %. При этом с каждого гектара смывается от 1,5 до 3,7 т почвы, а в отдельных местах происходит смыв всего пахотного горизонта. В целом по степной зоне Казахстана ежегодный смыв составляет около 1 млн. т мелкозёма, что соответствует 700 тыс. т гумуса, 35 тыс. т азота. В переводе на зерно пшеницы эти цифры равноценны 875 тыс. т (Давлятшин и др., 1996 г.).

Степной пашне постоянно угрожает дефляция, что связано с распылением почвенной структуры: в слое 0–5 см количество структурных агрегатов размером крупнее 1 мм при равновесном уровне не достигает 50 % (порог ветроусчивости). От дефляции наиболее пострадали почвы сухостепной зоны, вовлеченные в 50-е годы в пашню крупными массивами (Павлодарское Приертисье, Прикаспийская низменность, Подуральское плато, Северо-Тургайская равнина).

Выдувание верхнего слоя почвы, водная эрозия ведут к сокращению мощности гумусового горизонта, уменьшению

запасов гумуса и др. элементов питания. Известно, например, что при выдувании 5 см слоя почвы с каждого гектара теряется до 11–16 т гумуса, 150–300 кг азота и 120 кг фосфора.

В результате распашки целины изменились почвенные режимы. Например, почвенный профиль степной пашни стал более влажным и более холодным, а сумма активных температур в среднем снизилась на 290 °С. Это оказывает существенное влияние на все почвенные процессы, ведёт к формированию «культурных почв», их нового морфологического профиля.

В настоящее время чётко вырисовывается влияние обработки на морфологический профиль пахотных почв: создание хорошо выраженного пахотного горизонта, увеличение мощности биологически активной толщи почв, снижение границы карбонатных скоплений и гипсоносного горизонта. В целом распашка способствует более глубокому проникновению гумуса по профилю, а столь характерная для казахстанских чернозёмов языковатость профиля при этом исчезает.

Анализ и обобщение материалов стационарных и маршрутных исследований дают основание считать, что в начале XXI века мощность пахотного горизонта степных почв Казахстана варьирует в пределах 25–28 см. Однако оптимальная мощность пахотного горизонта «культурных почв» имеет чёткую тенденцию к увеличению до 35–45 см.

Орошение – наиболее мощный антропогенный фактор почвообразования. Многочисленные исследования свидетельствуют, что при орошении происходит увеличение объёмной массы почвы, ухудшение почвенной структуры пахотных горизонтов, снижение водопроницаемости, потери гумуса. Однако единого мнения о направленности процессов почвообразования при орошении нет, так как в каждом конкретном случае это определяется множеством факторов – исходными свойствами почв, особенностями хозяйственной деятельности и т.д.

Несоблюдение оросительных норм, медленное внедрение прогрессивных способов полива, отсутствие коллекторно-дренажной сети, очень слабая инженерная оснащённость ирригационных систем, низкие ирригационные качества поливной воды ведут к увеличению площадей вторичного засоления, осолонцевания и

заболачивания почв, а в ряде случаев – деградации почв под воздействием ирригационной эрозии.

Изменение условий почвообразования и экологической обстановки в связи со строительством водохранилищ и регулированием стока Сырдарьи, Иле, Ертиса и др. рек оказало сильное влияние на почвы дельтовых равнин и пойменные, которые постепенно теряют плодородие. Например, смена промывного типа водного режима на выпотной привела к значительному засолению всех гидроморфных почв дельт Сырдарьи и Иле; в процессе опустынивания произошло снижение запасов гумуса более, чем на 30 %.

В.М. Стародубцевым (1986 г.) выявлены эколого-генетические ряды изменений почв в зоне влияния водохранилищ (на примере Капшагайского и Бугуньского). Установлено, что, в зависимости от исходного состояния почвенного покрова и свойств почв, а также гидрохимических особенностей грунтовых вод, эволюция почв в различных частях зоны подтопления различна. Так, например, в междуречье Каскелен-Есик (Капшагайское водохранилище), где преобладали в естественных условиях незасоленные и слабозасоленные лугово-сероземные почвы, их эволюция происходит по схеме: *лугово-серозёмные незасоленные – лугово-сероземные солончаковатые – лугово-серозёмные солончаковые – луговые солончаковые почвы – солончаки луговые.*

В междуречье Есик-Шелек на побережье водохранилища в исходном состоянии преобладали солончаки обыкновенные, сильно засоленные по всему профилю и лугово-серозёмные засоленные почвы. В условиях подтопления они изменяются в сторону усиления гидроморфности и галоморфности по следующей схеме: *солончаки обыкновенные – лугово-серозёмные солончаковые почвы – солончаки луговые.*

Антропогенные изменения свойств и режимов почв неизбежно оказывают влияние на структуру почвенного покрова. Получены данные, характеризующие влияние эрозии и дефляции на структуру почвенного покрова полупустынных и пустынных пастбищ Казахстана. Установлено, что в местах максимальной концентрации скота дефлированность, достигая наибольшего проявления, ведёт к расчленению фоновой почвы

на комбинации типа сочетаний и вариаций. Этот процесс на почвах тяжёлого гранулометрического состава проявляется в изменении их морфологического профиля, а в районах распространения супесчаных и песчаных почв – динамике частиц песка и содержании элементов питания растений. Современное формирование структуры почвенного покрова происходит на всех пахотных и пастбищных угодьях, а также орошаемых массивах. Однако влияние антропогенной деятельности на структуру почвенного покрова в Казахстане изучено слабо, но в последние годы появились публикации, отражающие особенности картирования антропогенных изменений почв. Достаточно чётко обозначаются проблемы и опыт составления карт устойчивости почвенного покрова к антропогенным воздействиям. Создание теории антропогенеза почв тормозится отсутствием единой концепции в исследованиях.

Таким образом, почвенный покров республики, подчиняясь основным законам географии почв, теснейшим образом связан и зависит от комплекса физико-географических условий и антропогенной деятельности.

Изменение почв под воздействием хозяйственной деятельности человека заставляет учёных разрабатывать и новые схемы классификационных построений. Так, в «Классификацию и диагностику почв России» (2004 г.) впервые включены антропогенно-преобразованные почвы, введены понятия – *абразёмы*, *агрозёмы*, *агрообразёмы*, *турбозёмы*, *рекреазёмы*, *урбанозёмы* и др. В Казахстане подобные классификационные разработки находятся пока в начальной стадии. Так, уже используется (Н.И. Николаев, 2004 г. и др.) такое понятие, как *урбазёмы* – почвы, сформировавшиеся под влиянием антропогенного воздействия в городских условиях.

Контрольные вопросы

1. Когда началось систематическое изучение почв Казахстана, и кто заложил основы почвенно-географических исследований в республике?
2. Каковы основные черты географии почв Казахстана? С чем связано наличие больших площадей засоленных почв в структуре почвенного покрова?
3. В каких физико-географических условиях формируются лесостепные и степные почвы? Основные диагностические признаки почв.
4. В каких физико-географических условиях формируются бурые почвы?

5. В чем проявляется специфика почвообразования в горах и как это отражается на свойствах почв? Каковы особенности и типы структур вертикальной зональности Алтайского, Северо-Тяньшанского и Западно-Тяньшанского регионов?

6. Почему почву называют «зеркалом ландшафта»?

7. В чем проявляются основные антропогенные изменения почв?

Задания для самостоятельных работ

1. Используя почвенную карту Казахстана масштаба 1:2500000, на контурной карте схематично провести границы почвенно-географических зон и подзон. Показать зональные почвы, а также интразональные.

2. Выполнить схему вертикальной зональности почв Западно-Тяньшанского, Северо-Тяньшанского и Алтайского оропедобиоклиматических регионов. Указать специфические особенности почвенного покрова каждого из них.

Рекомендуемая литература

1. Абдыхалыков С.Д., Науменко А.А. Региональные особенности и агрогенез тёмно-каштановых почв Северного Казахстана. – Алматы: Казак университеті, 2003. – 82 с.

2. Алимбаев А.К., Джанпеисов Р.Д., Науменко А.А. Эрозия почв Заилийского Алатау. – Алматы: Казак университеті, 1998. – 115 с.

3. Боровский В.М. Генезис и мелиорация почв Казахстана: Избр. труды. – Алма-Ата: Наука, 1989. – 232 с.

4. Давлятшин И.Д., Науменко А.А., Христенко А.Ф. Почвы степной пашни Казахстана накануне третьего тысячелетия. – Алматы: Казак университеті, 1996. – 47 с.

5. Геннадиев А.Н. Почвы и время. – М.: Наука, 1990. – 220 с.

6. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Сохранение почв как незаменимого компонента биосферы. – М.: Наука, 2000. – 185 с.

7. Насыров Р.М., Науменко А.А., Соколов А.А. География почв Заилийского Алатау: Учебное пособие. – Алма-Ата: Казак университеті, 1991. – 74 с.

8. Науменко А.А. Эколого-генетический анализ почвенной карты Казахстана // Вестник КазГУ. Серия географическая. – 1996. – № 3. – С. 159–166.

9. Науменко А.А. Курс лекций по географии почв с основами почвоведения: Учебное пособие. – Алматы: Казак университеті, 2004. – 210 с.

10. Состояние и рациональное использование почв Республики Казахстан: Материалы научной конференции. – Алматы: Тетис, 1998. – 182 с.

11. Успанов У.У. Природно-сельскохозяйственные зоны и почвенные ресурсы Казахстана // Земельные ресурсы и повышение продуктивности почв Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1978. – С. 14–20.

12. Фаизов К.Ш. и др. Почвы Республики Казахстан. – Алматы: Ғылым. 2001.

ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИВОТНОГО МИРА

Изучение животного мира на территории современного Казахстана началось с середины XVIII века (*П.И. Рычков, И. Гмелин, И. Лепёхин, П.С. Паллас*). В XIX и начале XX века зоологические исследования были посвящены в основном млекопитающим, птицам, отчасти амфибиям и рептилиям. *П.С. Паллас* (1811 г.) впервые описал 28 видов зверей и несколько десятков видов птиц. Большие заслуги в изучении млекопитающих и птиц Казахстана и, в частности, Семиречья принадлежат выдающемуся путешественнику, зоологу и зоогеографу *Н.А. Северцову* (1857, 1864–1866, 1879 гг.). Результаты этих исследований им обобщены в капитальной монографии «Путешествия по Туркестанскому краю...» (1873; 2-е изд., 1948 гг.). Важное значение имела книга *П.П. Сушкина* «Птицы Средней Киргизской степи (Тургайская и восточная часть Уральской обл.)» (1908 г.). Плановое и комплексное изучение животного мира Казахстана наиболее ярко проявилось в 30-40-е и, особенно, – в 50-70-е годы XX века. Именно в этот период были изданы крупные труды в области зоогеографии – «Животный мир Казахстана» (1934–1935 гг.), «Млекопитающие Семиречья» (1938 г.), «Звери Казахстана» (1942 г.) *В.Н. Шнитникова*; «Животный мир Казахстана» (1950 г.) *А.Н. Формозова*; «Зоогеография Казахстана» (1960 г.) *А.В. Афанасьева* и др. Важным событием стало издание коллективом учёных Института зоологии АН КазССР многотомной монографии «Птицы Казахстана» (1960, 1962, 1970, 1974 гг. и др.), 4-томной фундаментальной сводки «Млекопитающие Казахстана» (1985 г.), 5-томной монографии «Рыбы Казахстана» (1986–1992 гг.), четыре издания «Красной Книги Казахстана» (1966–1981 гг.) и др.

Основные факторы формирования животного мира

Фауна – исторически сложившаяся совокупность видов животных, обитающих в данном регионе и входящих во все его биогеоценозы. Видовое разнообразие их определяется видовой насыщенностью и численностью отдельных ее представителей.

Согласно *И.К. Лопатину* (1980 г.), территория Казахстана относится к Голарктическому царству, к Палеарктическому подцарству. Степная и, частично, полупустынная зоны страны – к Европейско-Сибирской области, ее Европейско-Обской подобласти (частично к области Древнего Средиземья, ее Сахаро-Гобийской подобласти).

Современная фауна имеет теснейшую связь с историей развития территории, которая является одним из факторов, определяющих разнообразие животных. Другим важнейшим фактором, влияющим на географию животных, являются современные экологические особенности регионов.

Местом обитания животных является биосфера. Её свойства определяют географическое распространение, миграцию, численность и особенности популяций, обеспечивают развитие адаптивных свойств их представителей. Границы оптимальной зоны экологических факторов дифференцируются в зависимости от видовой принадлежности животного мира, что обеспечивает занятость всех экологических ниш.

На территории равнинного Казахстана природные условия, как известно, дифференцируются по природным зонам, а в горных областях – от пустынно-степного пояса до вечных снегов и ледников (нивальный пояс). Такое разнообразие экологической ситуации обуславливает дифференциацию животного населения в соответствии с их биологическими особенностями.

Степи характеризуются густым травяным покровом на плакорах с чернозёмами и каштановыми почвами. Древесная растительность в этой зоне занимает лишь долины рек, понижения, горные массивы. Соответственно животное население степей представлено травоядными – косулями, сайгаками, а также грызунами – сусликами, сурками и т.д. Обилие травоядных создает хорошие условия для пропитания хищников – лисиц, хорьков, волков, орлов, луней, соколов. Обилие растительной пищи сопровождается многочисленными популяциями насекомых,

микроорганизмов. В связи с освоением целинных и залежных земель животное население степей претерпело серьёзные изменения: численность крупных фитофагов резко сократилась. Возникли многочисленные популяции вредителей зерновых культур.

Условия существования живых организмов в *пустынях* суровы. Растительность ни на песках, ни на бурых пустынных почвах не образует сомкнутого покрова, биомасса надземной части незначительна. Это определяет бедность видового состава и особенности морфологического облика животных. Большинство животных пустынной зоны – ксерофилы и эвритермофилы, но они имеют пределы температурной выносливости. Так, насекомые выдерживают температуру до 50–55 °С, некоторые рептилии не могут находиться на раскаленном субстрате дольше 4 минут, а тушканчики гибнут при 34 °С. Поэтому многие животные весь день проводят в норах, либо забираются на кусты.

Из-за слабой шероховатости поверхности пустыни, определяющей малое количество убежищ, раскаленный субстрат вынуждает животных искать спасение в быстром беге. Многие виды животных приспособлены к пустынному образу жизни, переносят недостаток влаги. Например, тушканчики даже не пьют, у них отсутствуют потовые железы, используют метаболическую влагу, выделяющуюся при окислении пищи. В жаркое время года некоторые виды пустынных животных впадают в спячку, иногда захватывая зимнее время. Пустынных хищников мало, они, как правило, имеют небольшие размеры.

В целом животное население, как и другие компоненты пустыни, чувствительно и неустойчиво к антропогенному воздействию. Освоение пустыни ведёт к резкому нарушению сложившегося равновесия экосистем, часто приводит к исчезновению многих видов животных и растений.

Горные системы также отличаются специфическими условиями среды. Изменение с высотой содержания кислорода, температуры, влажности, интенсивности солнечной радиации и амплитуды этих показателей в течение суток и сезонов года предопределяет своеобразие животного населения – низкую численность и видовую насыщенность. Здесь обитают эвритермные формы: млекопитающие покрыты длинной и

густой шерстью, птицы – плотным оперением. Размер животных чётко согласуется с правилом Бергманна, и количество эритроцитов у них в крови увеличено. Все они адаптированы к недостатку кислорода. Животные имеют склонность к меланизму: рептилии, бабочки и жуки в горах более тёмные, чем на равнине. В горах большинство животных ведёт дневной образ жизни. Распространение животных имеет островной тип. Обилие ультрафиолетового излучения создает предпосылки воздействия на изменчивость наследственных признаков. В связи с этим горные территории характеризуются высоким эндемизмом, считаются центрами видообразования.

В современной фауне Казахстана, по данным Комитета лесного и охотничьего хозяйства (2005 г.), обитает 835 видов позвоночных животных, в том числе 489 видов птиц (115 – охотничьих), из которых 396 гнездятся на территории страны, а остальные прилетают на зиму или пролетают весной и осенью; 178 видов млекопитающих, в т.ч. охотничьих зверей – 47 видов, пресмыкающихся – 49, земноводных – 12, около 100 тысяч видов беспозвоночных животных, а в реках и водоёмах водится 150 видов рыб. Характерной чертой фауны любой территории является наличие эндемиков на уровне родов и видов. В Казахстане обитают *эндемичные виды* птиц, млекопитающих и насекомых. Среди них известны два вида тушканчиков (толстохвостый тушканчик – *Pygerethmys platyurus* Licnt; тушканчик Житкова – *Pygerethmus Zhitkovi*), боялычная соя, или селевиния (*Selevenia betpakdalensis*), алтайская серая мышовка (*Sisicta paraea*); три вида грызунов – средний суслик (*Citellus*), жёлтая пеструшка (*Eolagurus luteus* Eversm.), жирнохвостый карликовый тушканчик (*Salpingotus crassicauda* Uinogr.); птицы – чёрный жаворонок (*Melanocorupha yeltoniesis*), кретчатка, или пигалица степная (*Chettusia gregaria* Pall.), зуёк азиатский, или каспийский (*Charadrius asiaticus* Pall.). Эндемичные животные, в основном, приурочены к пустынным природным комплексам, что подчёркивает их близость к древнему центру пустынного видообразования (туркестанскому и среднеазиатскому).

Распределение, видовая насыщенность и численность особей *беспозвоночных* подчинены общим географическим закономерностям. Они имеют прямую связь с теплообеспеченностью и

режимом влажности территории. Виды беспозвоночных многочисленны и недостаточно изучены. Наиболее изученными являются равнокрылые, хоботные насекомые, кокциды, полужесткокрылые, чешуекрылые, перепончатокрылые, двукрылые, кровососущие двукрылые (слепни, комары, мошки, кровососущие мухи), вредные паразитические двукрылые (подкожные оводы, желудочные оводы лошадей, ноздревые оводы овец) и др.

В Казахстане насчитывается 611 видов вредителей плодово-ягодных и овощных культур, на юге известны 800 видов саранчи, 150 видов листовых блошек, 442 вида совок и мн. др. Характерно, что, например, вредитель картофеля – колорадский жук*¹² в Алматинской области был впервые обнаружен в 1987 году (в пределы б. СССР он вторгся в 1958 г.).

Первые сведения о саранче в Казахстане датируются 1864 г. Именно тогда стаи азиатской саранчи практически полностью уничтожили посевы сельхозкультур, пастбища и сенокосы на территории нынешней Алматинской области. Небывалые вспышки размножения саранчовых насекомых в 1990–2000 гг. на всей территории республики привели к уничтожению урожая на отдельных полях от 50 до 90 % (газета KZ. 29.04.2002).

В полупустыне и пустыне расселены опасные для человека и животных пауки – каракурты, тарантулы и скорпионы.

К природной фауне нельзя причислять виды, завезённые человеком и содержащиеся в зоопарках, аквариумах и т.д. Вместе с тем во всех регионах имеются целенаправленно и непреднамеренно, случайно завезенные представители животного населения. В настоящее время они обитают без участия человека и являются составной частью фауны. К ним, в первую очередь, относятся вредители (например, колорадский жук) или ценные для человека виды (ондатра, соболь, сазан и т.д.).

Географическое положение и специфические климатические условия обусловили широкое распространение на территории страны животных южного, субтропического или тропического типа. Ареалы этих видов животных проходят намного севернее,

* Науке стал известен в 1824 г., когда американский энтомолог Томас Сэй описал новый вид листоеда из пустынных предгорий Скалистых гор.

чем в регионах, лежащих западнее и восточнее республики. Среди них много насекомых (например, термит – *Nodotermes turkestanicus*, обыкновенный богомол – *Mantis religiosa*, степной сверчок – *Saga pedo*). Они активны в летнее время, а зимой покоятся в виде яиц, куколок в почве или слое мёртвых растительных остатков. До северного побережья Аральского моря доходят ареалы теплолюбивых и ночных ящериц – гекконов (6 видов).

Сказанное чётко характеризует ареалы птиц южных видов – кудрявых и розовых пеликанов (*Pelecanus crispus*, *P. onocrotalus*) караваек (чибисов), колпиц, цапель (белых и рыжих), куликов-ходулочников (*Himantopus himantopus*) и шилоклювок (*Recurvirostra avosetta* Lin.), сизоворонков и зелёных шурок.

Вместе с тем в составе фауны встречаются северные виды, ареалы которых на равнинной территории республики проходят значительно южнее, чем в соседних районах европейской части России. Так, чёрнозобая гагара (*Gavia arctica*) гнездится в дельте р. Иле, лебедь-кликун (*Cygnus cygnus*) – на северном побережье Каспийского моря.

Частота и скорость ветров неблагоприятны для насекомых. Преобладают тяжёлые и ползающие формы – жуки, скачущие прямокрылые, полужесткокрылые, малочисленны бабочки. На территории республики соответственно малочисленны виды летучих мышей, обитают лишь неприхотливые и стойкие к сильным ветрам, большой суточной амплитуде температурного режима, виды.

Режим воздушной и почвенной влажности также отразился на особенностях фауны. Испарение превышает количество атмосферных осадков – коэффициент увлажнения варьирует от 0,70 (лесостепь) до 0,11 (пустыня). Поэтому фауна наземных моллюсков, голых слизней крайне бедна на равнинной территории Казахстана. В этом отношении исключение составляют горные области. Вместе с тем в настоящее время под влиянием орошения предгорных земель ареалы слизней расширились, доставляя сельскому хозяйству хлопоты и значительный ущерб.

В степной и пустынной зонах малочисленны земноводные, земляные черви, зато преобладают животные с плотным кожным покрытием (млекопитающие, птицы, рептилии) или твердым

хитиновым панцирем (насекомые), экономно расходующие воду тканей своего тела. В условиях пустыни и полупустыни крупные травоядные млекопитающие способны преодолевать расстояния к водопою в 10–15 км. В весеннее время копытные распределяются более равномерно по всему ареалу обитания, питаются сочной растительностью, иногда используя горько-солёную воду пересыхающих озёр. К водопоям привязаны многие птицы – степные рябки, степные орлы, канюки-курганники, сарычи, журавли-красавки, кулики, розовые скворцы и жаворонки. Совершенно не нуждаются в водопоях дрофа, стрепет, дрофа-красотка, саксаульная сойка, буланая славка, чеканы и др. Они довольствуются «вегетационной водой» зелёных растений или животного корма и метаболической водой, образующейся при окислении пищи.

Грызуны, составляющие основную массу степных и пустынных млекопитающих, пьют очень редко или совсем не пьют. Соответственно сурки, суслики, песчанки, полевки, хомячки, тушканчики, сеноставки и др. редко удаляются от своих нор на большие расстояния, превышающие несколько десятков и сотен метров. Они проявляют большую зависимость от состояния растительного покрова, через него от почвенного фактора. Одни из них – сурки и суслики залегают в спячку, другие – подземные грызуны-слепушонки, тонкопалые суслики, тушканчики – в пищевом рационе имеют корневища, луковицы. Залегание в спячку зависит не только от внешних условий, но и от состояния самого организма. Срок залегания и пробуждения, продолжительность спячки несколько разнятся у различных возрастных групп. Так, молодые суслики, родившиеся в апреле-мае, в спячку залегают позже взрослых особей.

Обитатели песчаных пустынь более активны и деятельны. Например, тонкопалый суслик – типичный псаммофил. Учитывая, что лёгкие по гранулометрическому составу почвы и пески в ночное время конденсируют влагу из воздуха и за счёт этого увеличивается вегетационный цикл растений, тонкопалый суслик в течение года остаётся деятельным – игнорирует спячку.

Фауна равнин приспособлена к высоким дневным температурам. Именно днём резко сокращается активность дневных насекомых, ящериц, змей. Они наиболее деятельны в прохладные

утренние и вечерние часы суток. Днём мелкие птицы отдыхают либо в норах грызунов, либо в ямах под защитой дерновинных узколистных злаков. Более крупные птицы (луни, канюки) прячутся на затенённых склонах сопок или скал. Орлы, грифы, журавли, способные в полуденные часы подниматься на высоту нескольких сот метров, парят без взмаха крыльев в прохладных слоях атмосферы.

В пустыне дневных представителей животного населения меньше, чем ночных. Это заметно в отношении насекомых. С обилием сумеречных и ночных насекомых связана жизнь насекомоядных куликов, авдоток, ушастых ежей, ночных ящериц – гекконов, козодоев.

Зимние условия благоприятны для крупных животных, относительно мало страдающих от теплопотери (вследствие своих размеров), и для мелких, находящих убежище под снегом. Многие грызуны (сурки, суслики, тушканчики) залегают в спячку. На зиму улетают в тёплые края жаворонки, мелкие насекомоядные и хищные птицы степей, кустарниковых и тростниковых зарослей, степные и береговые кулики, цапли, болотные курочки и лысухи, все водные птицы – чайки, крачки, утки, лебеди, пеликаны, фламинго. На смену улетевшим появляются зимующие в Казахстане виды, прилетевшие из тундры пуночки, рогатые жаворонки, белая полярная сова и др.

Из-за континентальности климата среди млекопитающих довольно много зимоспящих видов: ёж обыкновенный и ушастый (*Erinaceus auritus*), барсук (*Meles meles*), сурок (*Marmota bobak*), мышовка степная (*Sisystera subtilis*), большой тушканчик (*Allactaga elater*), большой и краснощекий суслики (*Citellus major*, *Citellus erythrogenys*). Зимой обыкновенный хомяк (*Cricetus cricetus*) и хомячки (Эверсманна, даурский, серый) ведут пассивный образ жизни в норах, используют заготовленные запасы зерна. Небольшое количество видов активны зимой: зайцы, копытные и хищники – от ласки (*Mustela nivalis*) и горноста (*Mustela ermani*) до лисицы (*Vulpes vulpes*) и волка (*Canis lupus*).

В пустынной зоне количество зимоспящих видов возрастает и достигает более 20: барсуки, степные мышовки, ежи, серые и жёлтые суслики, пустынные виды тушканчиков, боялычные сони.

Условия зимнего режима влияют прежде всего на окраску: это проявляется у белой куропатки, зайца-беляка, горностая, ласки, джунгарского хомячка, зайца-русака. Белая криптическая окраска зимнего наряда у позвоночных животных была детально описана *А.Н. Формозовым* (1987 г.).

Южные регионы Казахстана, а также предгорья Илейского Алатау и других хребтов Тянь-Шаня служат местом зимовок птиц, прилетающих из тундры, Сибири и Северного Казахстана. Так, в тугаях долины реки Сырдарьи зимуют серые куропатки, а по незамерзающим протокам и полыньям – утки, крохали, чайки. Соответственно, хищные птицы являются спутниками этих зимовок. Северо-восточный берег Каспийского моря часто служит местом зимовок для отдельных видов уток, крохалей и др. С ухудшением ледовой обстановки они перелетают на южную часть моря.

Растительный покров и животный мир имеют тесную связь между собой. Низкая высота и малое проективное покрытие растительного покрова пустынь выступают основным фактором, обуславливающим использование криптической (маскирующей) окраски почвы и растительного покрова (правило Глогера), а также широкое использование нор как убежищ. Открытый характер степных и пустынных природных комплексов заставляет колониальных, стайных и стадных видов животных бороться за безопасность и своевременно сигнализировать об опасности.

Горизонтальная и вертикальная зональность фауны и зоогеографическое районирование

Согласно зоогеографическому районированию Казахстана (*А.В. Афанасьев* 1952, 1960 гг.), выделяют следующие территории:

1. Степная и лесостепная физико-географическая зона:
1) Северо-Казахстанский участок; 2) Павлодарский участок;
3) Иртышский участок.

2. Пустынная физико-географическая зона (включая полупустыню): 1) Северо-Прикаспийский участок; 2) Уральский участок; 3) Тургайский участок; 4) Кызылкумский участок; 5) Каракумский участок; 6) Муюнкумский участок;

7) Прибалхашский участок; 8) Зайсанский участок; 9) Бетпакдалинский участок; 10) Сарысуйский участок; 11) Сырдарьинский участок; 12) Устиуртский участок.

3. *Горные географические области:* 1) Алтайский участок; 2) Саур-Тарбагатайский участок; 3) Джунгарский участок (теперь – Жетысуский); 4) Восточно-Тяньшаньский участок; 5) Западно-Тяньшаньский участок; 6) Каратауский участок; 7) Улутауский участок; 8) Центрально-Казахстанский; 9) Калбинский участок.

4. *Интразональные территории и фауна водоёмов:*

1) фауна тугаев, речных долин и приозёрных котловин;

2) фауна рыб.

Важно заметить, что «границы между отдельными участками, которые можно выделить на основании особенностей их фауны млекопитающих, большей частью не чётки и расплывчаты. Непроходимых границ не существует, и все зоогеографические участки оказываются связанными между собой в большей или меньшей степени. Различия в фауне млекопитающих различных районов объясняются не только экологическими условиями, но и историей их заселения... Зависимость распределения млекопитающих и их групп от ландшафтных условий является несомненной и тесной. Однако полного соответствия зоогеографических и ландшафтных делений не наблюдается. Причины кроются в различной истории отдельных районов. Это заставляет нас прийти к выводу, что подменять зоогеографическое районирование ландшафтным недопустимо (А.В. Афанасьев, 1960. – С. 182–183).

А.Н. Формозов (1987 г.), изучая животное население Казахстана, выделил следующие зоогеографические регионы: 1. *Степные равнины;* 2. *Казахский мелкосопочник;* 3. *Степные боры и кустарники по речным долинам;* 4. *Полупустыни и пустыни;* 5. *Тугаи и тростниковые заросли;* 6. *Горные области;* 7. *Каспийское и Аральское моря.*

Основываясь на приведённых выше схемах зоогеографического районирования и исследованиях последних лет, рассмотрим общие особенности фауны различных регионов страны.

Фауна лесостепи. Лесостепь занимает, как известно, крайнюю северную часть республики. В историческом отношении лесостепь представляет сравнительно молодые природные

комплексы, освоение которых популяциями животных происходило в недавнюю геологическую эпоху. Этим объясняется отсутствие эндемичных видов, свойственных для данной зоны. Заселение лесостепи происходило с запада и с востока. Соответственно, характерными млекопитающими здесь являются заяц-беляк (*Lepus timidus*), заяц-русак (*L. europaeus*), горностай (*Mustella erminia*), ласка (*Mustella nivalis*), лисица (*Vulpes vulpes*), волк (*Canis lupus*), косуля (*Capreolus capreolus*), лось (*Alces alces*). Птицами освоены берёзовые колки, степные просторы, долины рек, болота и озёра. Встречаются тетерев (*Lyrurus tetrix*), серая куропатка (*Perdix perdix*). К птицам-хищникам относятся – кобчик (*Falco vespertinus*), пустельга (*Falco tinnunculus*), балобан (*Falco cherrug*)*,¹³ коршун (*Melvus korschun* Gm.) и др. Также встречаются большой и малый дятлы, вертишейка, кукушка, серая ворона, грач, иволга, зяблик, несколько видов овсянок, лесной конёк, сорокопуты, славки, пеночки, обыкновенная горихвостка и др. На открытых пространствах обитают степные виды: перепелки, кроншнепы, коростели, луни, коньки степные и полевые, чеканы, полевые жаворонки. У болот и озёр обитают бекасы, кряквы, чирки, ремезы и др.

В лесостепи (и ещё – на Алтае) гнездится обыкновенный, или восточный, соловей (*Luscinia luscinia*) – знаменитый герой устного народного творчества, а также поэтов, прозаиков и композиторов большинства восточно-европейских, в том числе и славянских, народов.

Для всей зоны лесостепи характерна поразительная бедность пресмыкающимися. Более или менее здесь обычны лишь два вида ящериц (*Lacerta agilis* и *L. vivipara*), изредка встречается гадюка (*Coluber berus*).

Фауна засушливой степи. Одной из характерных черт засушливой степи республики является неравномерно и беспорядочно разбросанные пятна и полосы экстразональных осиново-берёзовых колок. Доля их участия уменьшается по мере движения с севера на юг и возрастает на Кокшетауской возвышенности. Вместе с тем засушливую степь «прорезают» долины рек Жайык

* Высоко ценится любителями соколиной охоты, уступая в этом отношении лишь кречету (*Falco rusticolus*).

(Урала), Илека, Ертиса, Есиля (Ишима), Тобыла. Однообразие степей также прерывается котловинами озёр, различных по площади и беспорядочно разбросанных по всей зоне. Фауна степной зоны тесно связана между собой через трофические (пищевые), топические (представление убежищ), форические (перемещения) и другие отношения. Одновременно в эту зону проникают представители животного населения смежных природных зон – лесостепи с севера, сухих степей с юга. Различия между западной и восточной частями засушливой степи находят отражение и в истории развития фауны. Согласно *А.Н. Формозову* (1987 г.), западные виды находятся под большим влиянием европейской фауны, некоторые представители которой (например, заяц-русак) не заходят далеко на восток; монгольско-даурские элементы (джунгарский и даурский хомячки) не проникают в западные части Северного Казахстана.

Из более крупных грызунов здесь преобладают большой (*Citellus major*) и краснощёкий (*C. erythrogenys*) суслики, большой тушканчик (*Allactaga jaculus*), степной сурок (байбак – *Marmota bobak*). Характерно обилие мелких грызунов, среди которых доминируют серая и стадная (узкочерепная) полевки. Отмечено, что засушливые годы благоприятны для популяций стадной полевки (*Microtus socialis*), их численность резко возрастает. Также широко распространены пёстрый хомяк, хомячок Эверсмана (*Cricetulus evermanni*), лесная мышь, степная мышовка и слепушонка (*Ellobius talpinus*). Обилие грызунов создает благоприятные условия для хищников – степного хоря, лисицы, а также волка, корсака.

Степная зона – родина куланов (*Equus hemionus*), диких лошадей – тарпанов, близким родственником которых является лошадь Пржевальского (*Equus przewalskii*), исчезнувшая из дикой природы*.¹⁴ До освоения целинных и залежных земель из

* Благодаря международной программе реинтродукции (переселение на прежние места обитания) с участием зоопарков Алматы и Мюнхена в 2003 г. первые восемь лошадей Пржевальского уже обрели дом в Национальном парке «Алтын-Эмель». В 2008 г. ещё шесть лошадей Пржевальского вернулись в естественную среду обитания вблизи уникального памятника природы «Поюший бархан» (Алматинская область). Лошадь Пржевальского была открыта в 1879 г. в Центральной Азии. Отличается от домашней короткой стоячей гривой и более крупной головой, длинной и тёплой шерстью.

травоядных в эту засушливую степь заходили сайгаки. К настоящему времени интенсивная хозяйственная деятельность человека и её последствия резко отодвинули северную границу ареала сайги до южной границы засушливой степи.

Из птиц очень редко, но встречаются дрофа (*Otis tarda*), стрепет (*Otis tetrix*), журавль-красавка (*Anthropoides virgo*), кулики, кречетка и др. Из пернатых хищников преобладают степной орёл (*Aquila rapax*), степной лунь (*Circus macrourus*), пустельга (*Falco naumanni*), болотная сова (*Asio flammeus*). Зона бедна рептилиями, встречается лишь ящерица прыткая (*Lacerta agilis*).

Качественный и количественный состав фауны претерпел значительные изменения после массового освоения целинных и залежных земель. Прежде всего резко уменьшилась численность крупных видов животных, а мелких, наоборот, возросла в связи с расширением посевов зерновых культур. Более древним природным комплексам соответствует наличие эндемиков – жаворонков чёрного (*Melanocorypha yeltoniensis*) и белокрылого (*M. leucoptera*), степной тиркуши (*Glareola nordmanni*) и др.

Фауна сухой степи. Эта природная зона является благоприятной экологической нишей для обитания мелких грызунов. Они, как правило, ведут колониальный образ жизни. Здесь, несмотря на распашку тёмно-каштановых почв, сохранились поселения сурков (сурчины или бутаны) – плоские холмики до 0,5–0,6 м высотой.

Для сухой степи доминирующим ландшафтным видом является малый (серый) суслик. Предпочитая сухие плакоры с низким редким травостоем, суслики имеют высокую плотность населения степей. Часто суслики (серый, рыжеватый и краснощёкий) поселяются ближе к посевам хлебных злаков.

Обилие мелких травоядных животных создает благоприятные условия для обитания хищников – степного хорька (*Mustela eversmanni*), ласки (*Mustela nivalis*), лисицы-корсака (*Vulpes corsac*) и волка (*Canis lupus*). Более 2000 лет тому назад корсак был одним из доминантных видов хищников. Просторы сухой степи охватывают ареалы степного орла (*Aquila nipalensis*, или *rapax*), канюка-курганника (*Buteo rufinus*), охотящихся исключительно за сурками. В сухих степях также встречаются

гриф, орлан-долгохвост, болотная сова, степной лунь, степная пустельга. Во всей степной зоне обитает барсук (*Males meles*). Он поселяется недалеко от луговин, водных источников, питается крупными насекомыми, личинками хрущей, охотится за ящерицами.

Из птиц встречаются все виды, которые обитают в засушливой степной зоне. Вместе с тем здесь доминируют жаворонки, из которых чаще всего встречается чёрный (*Melanocorypha yeltoniensis*) – эндемик казахстанских степей. Он гнездится от Волги до Зайсанской котловины в широкой полосе степей и полупустынь между 45 и 52° с.ш.

Следует отметить, что для восточных окраин степной зоны характерны заяц-русак (*Lepus europaeus*), малый суслик (*Citellus pygmaeus*). Здесь же одновременно появляются восточные виды, например, колонок (*Kolonocus sibiricus*). В районе среднего течения реки Ертис встречаются летяга (*Pteromys volans*), белка-телеутка (*Sciurus vulgaris exalbidus*), даурский хомячок (*Cricetulus barabtsis*) – представители животного населения Алтая, Западной Сибири и Монголии.

Фауна полупустыни и пустыни. Полупустыни и пустыни, занимая громадную территорию республики (около 50 %), имеют незначительную биомассу растительности, представители животного мира отличаются небольшими размерами, приспособлены к высокой летней температуре, недостатку влаги, ведут ночной и сумеречный образ жизни. Многие обитатели этих зон впадают в спячку в летнее время.

Животное население здесь чётко дифференцируется в зависимости от генетического типа пустынь. По эдафическим условиям выделяют глинистые, щебнистые, песчаные и солончаковые пустыни. По мере движения от полупустыни к пустыне колониальные зеленоядные животные уступают место одиночным – корнеедам, всеядным и семеноядным. Соответственно здесь доминируют тушканчики (их в Казахстане 14 видов), слепушонки, которые питаются насекомыми, растительной пищей (корневищами, луковицами эфемероидов).

На серо-бурых почвах, в «зарослях» реликтового растительного эндемика Бетпакадалы – спермиантуса, или таволгоцвета. – обитает мелкий грызун – боялычевая соня, или *селевиния*

(*Selevinia betpakdakensis*), относящаяся к эндемикам и реликтам. В своё время находка этого древнего мышевидного зверька была сенсационной: он оказался единственным, дошедшим до нас представителем древнего семейства селевиниевых (отряд грызунов)*.

Все мелкие грызуны служат основной пищей пустынных хищников – сычей, сов, филинов, хорей, корсаков, пятнистых и барханных кошек. Из крупных млекопитающих здесь встречаются копытные – сайгаки и джейраны. Кроме того, из птиц здесь обитают жаворонки, полевой конёк, каменки, рябки, журавль-красавка (*Anthropoides virgo*) – самый мелкий из журавлей.

По сравнению со степной зоной в пустыне мир пресмыкающихся более богат. В *глинистой и щебнистой пустынях* живут степная туркестанская черепаха (*Testudo horsfieldi*), несколько видов ящериц, степная гадюка (*Vipera renardi*), щитомордник восточный (*Ancistrodon halys*).

Песчаная пустыня имеет большее разнообразие животных, что связано с более богатой кормовой базой. Здесь представлены почти все экологические группы. Характерными млекопитающими являются пегая землеройка, тонкопалый суслик, песчаные тушканчики, песчанки, зайцы-песчанники, ежи. Из пресмыкающихся многочисленны разноцветная ящерка, степная агама, такырная и сетчатая круглоголовка, пустынный гологлаз, гекконы, степная гадюка, щитомордник, полозы (5 видов), песчаный удавчик, стрела-змея. Местами многочислена растительная степная черепаха. Песчаные пустыни богаты насекомыми, преобладают жуки (хруши, чернотелки, долгоносики), песчаные муравьи – фаэтончики. Здесь многочисленны

* Нашёл селевинию в Прибалхашье (1938 г.) учёный-зоолог *Виктор Алексеевич Селевин*. С тех пор не исчезает интерес учёных-краеведов к этому крошечному животному (его вес всего 20–30 г). Селевиния помещается в спичечную коробку. Она похожа на домовую мышь с длинным хвостом (при длине тела 9,5 см хвост достигает 8 см). Учёные отмечают бесстрашие маленького зверька. Он не боится ядовитых насекомых, запросто расправляется с тарангулами и фалангами. Интересно, что в январе 2003 г. портрет симпатичной селевинии был изображён на почтовой марке Республики Казахстан.

насекомоядные птицы – козодои (два вида), славки, рябки, саксаульные воробьи и сойки. Из птиц-хищников обычны пустынные сычи, филины, канюки-курганники, орлы-могильники.

Солончаковая пустыня очень бедна животным населением. Из птиц характерен один вид – солончаковый жаворонок (*Calandrella cheleensis* Swinh.), который населяет обширные солончаковые пространства Мангистау, долин рек Сырдарьи, Шу и Иле, а также Алакольской впадины.

Формирование животного населения полупустынь и пустынь Казахстана, по мнению многих учёных, происходило, под влиянием двух центров – пусгынь Центральной Азии и Средиземноморья. При этом влияние пустынь Центральной Азии выражено слабее, что определяется наличием небольшого количества видов (саджа, курганник, пустынная сойка). Средиземноморские виды представлены джеками, рябками и др.

Фауна горных территорий своеобразна, что обусловлено географическим положением, направлением простирающихся хребтов, ориентацией их по отношению к господствующим ветрам, абсолютной высотой.

Горные хребты Алтая содержат больше бореальных элементов фауны. Для *лесного пояса* типичными представителями являются соболь, белка, бурундук, летяга, бурый медведь, рысь, кабарга и др. Из птиц – ряд таёжных сибирских видов, к югу не переходящих за Ертис: глухари, дятлы (6 видов), сойки, кукушки и др. *Альпийский пояс* характеризуется особыми видами улара, тундряной куропатки. Средиземноморские и гималайские виды животных не достигают юга Алтая, ограничиваясь либо Тарбагатаем, либо Жетысуским (Джунгарским) Алатау. Из птиц до Тарбагатая доходят стервятники, гималайский улар (*Ntinhfogallus himalayaensis*), арчевый дубонос (*Mycerobas carnipes*), канареечный вьюрок (*Serinus serinus*), гаички*,¹⁶ краснокрылый чечевичник (*Rhodopechys sanguinea*) и др. Из млекопитающих – лесная соя, тяньшаньская мышовка и др. По каменистым

* Под этим именем известна целая группа невзрачно окрашенных буровато-серых синичек с тёмной, иногда с блестяще-чёрной шапочкой. В СНГ 5 видов этих синиц. Самая распространённая из них *буроголовая гаичка*, или *пухляк*. Кроме Алтая гнездится в борах Казахского мелкосопочника – Баянаул, Каркаралинск, Кент и др.

россыпям и ерникам распространены тундряная бурозубка (*Sorex tundrinensis*), большеухая полёвка *Alticola macrotis*) и др. Сюда изредка заходит снежный барс (*Uncia uncia*)

В горных долинах и более влажных понижениях степных участков Южного Алтая, Тарбагатая и Чингизтау встречается некрупных размеров грызун (длина тела до 25 см, вес до 400–500 г.) – *алтайский цокор* (*Myospalax myospalax*), которого местные жители называют «бусым кротом», а пушники – «медведкой». Он встречается почти во всех поясах – степном, лесном и субальпийском, поднимаясь на высоту до 2750 м.

Фауна Тарбагатая резко отличается от Алтайской. Это соответствует и различию географических ландшафтов, так как Тарбагаатай безлесен и растительность его слагается из различных ксерофильных элементов.

Лесистость *Тянь-Шаня* различна. Наличие *лесного пояса* в Северном Тянь-Шане обуславливает распространение бореальных видов – рыси, марала, тетерева, мохноного сына, ястребиной совы, трёхпалого дятла, кедровки, клеста, пищухи, синиц. Напротив, в Западном Тянь-Шане обитают виды южного происхождения – сурок Мензбира, длиннохвостый или красный сурок, дикобраз длиннохвостый, сорокопуд длиннохвостый, белогорлый соловей и др. Тяньшаньский бурый медведь почти всё время кочует. В разные сезоны года его можно встретить в любом поясе гор – от предгорий до ледников. На Тянь-Шане он обитает в Илейском и Таласском Алатау. Но в наши дни его можно встретить лишь в заповедниках Аксу-Джабаглы (Южно-Казахстанская и Жамбылская области) и Алматинском (в Талгарском ущелье под Алматы).

На примере *северного склона Илейского (Заилыйского) Алатау* (самого северного хребта Тянь-Шаня), где насчитывается около 60 видов млекопитающих и свыше 200 видов птиц, рассмотрим распределение фауны по *И.А. Долгушину*. Наиболее заселён *пояс лиственного леса*, преобладают мелкие грызуны: тяньшаньская мышовка (*Sicista tianshanica*), соня (*Dryomys nitedula*). Из птиц встречаются – лесной голубь-вяхирь (*Columba palumbus*), совка-сплюшка (*Otus scops pulchellus*), сорока, овсянки, белогорлый соловей, фазаны, степная горлица, оляпка – горный воробей с тёмным оперением. Добывая пищу, эта птица стремительно подныривает в бурные потоки горных рек.

Есть барсуки – хищные животные (обитают во всех поясах), живущие в сложных норах, которые устраивают в глухих оврагах, среди кустарников, вдали от человека.

Пояс хвойных лесов значительно обеднён по числу населяющих его видов, но богаче видами, свойственными только ему. Здесь встречаются рысь, марал, косули, или дикие козы (у нас их называют «елики»), дикий кабан (заходит до альпийского пояса), сурки – обыкновенный и серый, или алтайский, которые питаются травянистыми растениями. Из птиц гнездятся тетерев (*Lyrurus tetrix*), сарыч, или канюк (*Buteo buteo*), мохноногий сыч (*Aegolius funereus*), трёхпалый дятел (*Picoides tridactylus*), кедровка (*Nucifraga caryocatactes*), клёт-еловик (*Loxia curvirostra*), московка, или чёрная синица (*Parus ater* L.), дрозды чёрный (*Turdus merula*) и каменный синий (*Monticola solitarius*), голубоголовая горихвостка (*Phoenicurus coerulescephalus* Vig), жёлтоголовый королёк (*Regus cristatus* – самая мелкая птичка, весом 5–6 г, длиной 9,6 см), который зимой обычен и в Алматы. Интересно, что тетерева в Илейском Алатау поднимаются почти до верхней границы леса (2600 м) и являются весьма ярким примером экологической пластичности вида.

Широко распространена в еловых лесах Илейского Алатау белка-телеутка, завезённая сюда с Алтая в 1952 г. В Малом Алматинском ущелье белок особенно много, они не очень боятся человека и держатся в недалеко от туристских стоянок.

В поясе арчевника гнездятся арчѳый дубонос, арчѳвая чечевица, красноспинная горихвостка, завирушка, соловей, чёрногрудая красношейка и расписная синичка (*Leptoreocilt sophieae* Sev.) – чудесная птица, открытая здесь почти 150 лет назад *Н.А. Северцовым*.

В поясе альпийских лугов примечательными обитателями являются сибирские горные козлы (*Capra sibirica*) – тау-теке (или айбекс). Пасутся теки на альпийских лужайках и среди скал*.¹⁷ Обычно за ними охотится снежный барс (ирбис). Можно

* Потребность в постоянном и очень быстром передвижении по каменистым осыпям, острым камням и отвесным скалам выработала у этих животных важную приспособительную функцию – подушечки копыт у них постоянно мягкие и постоянно растущие. Поэтому теки своими копытами как бы прилипают к скользким камням и проходят по недоступным для волков утѳсам.

встретить также горноста́я (*Mustela erminea*). Из мелких грызунов обитают полевки, пищухи. Здесь гнездятся грифы, бородач, гималайский улар (горная индейка), альпийские галки. Из мелких птиц обычны горные вьюрки, высокогорные завирушки, горный конёк и др. На скалах этого пояса гнездится самая высокогорная из чечевиц (самая крупная – размером со скворца (редкая и красивая) – большая чечевица (*Caprodacus tubicilla*), которая летом живёт на высоте не ниже 3000 м и только зимой встречается в предгорьях.

Интразональность и экстразональность животного мира

Животное население низкогорий. Дифференциация теплообеспеченности и режима влажности в условиях низкогорья Мугоджар, Казахского мелкосопочника, Мангистауского Каратау обуславливает мозаичность и особенности почвенного, растительного покрова и животного мира.

В *Казахском мелкосопочнике и Мугоджарах* многочисленны степные виды животных сухих степей: краснощекий суслик, монгольский тушканчик, а на южных его склонах – емуранчик обыкновенный (*Scirptoroda telum* Licht.) и земляной зайчик (*Alactagulus hygmaeus* Pall.). Именно здесь получила широкое распространение степная (малая) пищуха. Для Казахского мелкосопочника характерны хищники – лиса, барсук, ласка, горноста́й, волк, поголовье которого в республике за последние годы резко увеличилось – до 100 тыс особей. Борьба с этим хищником в Казахстане стала большой проблемой и важна не только для сельского хозяйства, но и для сохранения ценных промысловых и редких видов животных.

Довольно часто встречаются степной хорь, корсак (населяет все природные зоны), дикие кошки – манул (редкий вид, занесён в Красную книгу) и степная кошка. В низкогорьях с преобладанием выходов горных пород обитает горный элемент в фауне – высокогорная полевка Стрельцова. Здесь же встречается горный баран, или архар (*Ovis ammon*), ареал которого сужается с каждым годом.

Кабаны обычны на невысоких горах мелкосопочника (Чингизтау, Каркаралы и др.), где они предпочитают держаться,

главным образом, по заболоченным поймам, также выбирают труднопроходимые заросли тростника и кустарников в озёрных понижениях.

Обыкновенная белка в Казахском мелкосопочнике (горы Баянаула и Каркаралы) была акклиматизирована в конце 30-х годов XX века. В настоящее время этот вид в районах выпуска достиг высокой численности, т.е. промыслового уровня (Н.Т. Ержанов, 2000 г.).

Северная часть Казахского мелкосопочника – *Кокшетауская возвышенность* довольно хорошо сохранила следы инвазии таёжных животных, возможно сохранившейся со времён влажного холодного периода оледенения. К северным элементам относятся заяц-беляк, белая куропатка, сорокопуд, некоторые водоплавающие птицы – гоголь, полярная гагара, таймырская серебристая чайка. На южных склонах Казахского мелкосопочника широко расселены монгольские элементы – монгольская пищуха, монгольский тушканчик, джунгарский хомячок.

Таким образом, в низкогорьях наблюдается сложная мозаика биотопов, что создаёт экологическую пестроту состава фауны с разновременным и разнородным происхождением.

Реликтовые сосновые боры (Наурзум, Аманкарагай и Аракарагай), а также *долины рек, озёрных котловин с тугаями и тростниковыми зарослями* представляют, по образному выражению А.Н. Формозова (1987 г.), «экологическое русло» для проникновения животных на юг или на север. Например, лесная фауна песчаных боров богата дендрофильными птицами: встречается здесь косуля, заяц-беляк, лесная мышь, землеройка бурозубка. *Ленточные боры* вдоль долины реки Ертис ещё в недавнем историческом прошлом имели связь с тайгой. В составе фауны сохранились глухари, красные полёвки, летяги, местные белки-телеутки. Около 200 лет назад здесь водились лось, марал, медведь.

По речным долинам в полупустыню проникают лесные и степные виды. Так, серая куропатка доходит до песков Приаралья, а заяц-беляк и лесная мышь до северных окраин Прибалхашья.

Фауна тугаев рек Сырдарьи, Шу, Иле имеет довольно богатый и красочный животный мир, включающий ряд южных

форм. Таковы, например, фазаны (разные подвиды в каждом изолированном речном бассейне), белохвостый чибис (*Vanellus vanellus*) и др. Из южных форм млекопитающих по тростникам р. Сырдарьи сюда иногда заходят бухарский или тугайный олень и камышовый кот хаус. В тугаях южных рек, вплоть до устья Сырдарьи, системы Иргиза и Тургая довольно широко распространён южный, или западный соловей (*Luscinia megarhynchos* Brehm). По речным тугаям он проникает довольно далеко в пустыню, а в горы поднимается примерно до 1600 м, но в хвойных лесах не живёт. В фауне тугаев с наличием высоких деревьев имеется несколько типичных дендрофильных видов птиц, живущих и гнездящихся только на деревьях или в дуплах. На Сырдарье это белокрылый дятел, серая синица, черно-головой ремез, ушастая сова, обыкновенная иволга и др.

Одни воспоминания остались о крупном хищнике Азии – туранском тигре (*Panthera tigris virgata*), обитавшем по Сырдарье от устья до Ферганской долины и тростниковым зарослям северо-восточного берега Аральского моря. Последний тигр в низовьях р. Сырдарьи был убит в 1933 г. В тугайных зарослях низовьев р. Иле и др. рек Южного Казахстана этот тигр исчез в начале XX века.

Водно-болотные угодья. К водно-болотным угодьям* принято относить районы мелководий, болот, торфяников, водоёмов – природных или искусственных, стоячих или проточных, постоянных или временных, пресных, солоноватых или солёных, также включая морские акватории с глубиной не превышающей шести метров во время отлива. Казахстанские водоёмы являются важнейшими в Азии производителями водных и околоводных видов птиц. Каждый год численность гнездящихся птиц достигает 10 млн, на линьку прилетают сюда 2–3 млн, а около 50 млн перелётных птиц останавливаются на наших водоёмах в период весенних и осенних миграций. На

* 2 февраля 1971 г. в г. Рамсаре (Иран) была подписана Конвенция о водно-болотных угодьях, имеющих международное значение, названная впоследствии *Рамсарской*. В 1997 г. дата подписания Конвенции была объявлена Всемирным днём водно-болотных угодий. К 2009 г. к этой Конвенции присоединилось 157 государств, в том числе Казахстан – 2 мая 2007 г. Цель Конвенции – сохранение и использование водно-болотных угодий.

казахстанской части водно-болотных угодий Евразии два мировых маршрута миграции перелётных птиц – Центрально-Азиатско-Индийский и Сибирско-Восточно-Африканский. В Казахстане отмечена самая многочисленная популяция водоплавающих птиц в Азии – более 130 видов.

Крупными водно-болотными угодьями, имеющими международное значение, являются Тенгиз-Коргалжинская и Алаколь-Сасыккольская система озёр, а также Иргиз-Тургайский государственный природный резерват, созданный в 2009 г. в дельте р. Жайык (Урал), на прилегающем побережье Каспийского моря и землях г. Атырау. Здесь множество эндемиков. Среди редких птиц каравайка, колпица, белая цапля, египетская цапля. В период пролёта здесь останавливаются тысячи фламинго, кудрявых пеликанов, самых крупных чаек – черноголовых хохотунов (*Larus ichthyaetus*), лебедей, а также находящийся под угрозой исчезновения арктический гусь-пискулька – самый маленький и один из самых красивых гусей. На территории Северного Казахстана сохранились так называемые *рямы*, т.е. реликтовые болота, где отдыхают и живут птицы, находят живительную влагу животные.

Животный мир рек и водоёмов

Внутренние водоёмы разделяются по содержанию легкорастворимых солей – на пресные и солёные. Последние в большинстве случаев являются реликтовыми озёрами. К таковым относятся Каспийское и Аральское моря, восточная часть оз. Балхаш и группа Алакольских озёр. Происхождение мелких солёных озёр связано с особенностями их питания, сухостью и континентальностью климата.

Проточные водоёмы, как правило, пресные. Однако они также различаются по содержанию легко – и труднорастворимых солей. Солёность и жёсткость воды возрастают от верховьев к устьям, от весны к лету. Жёсткие воды, содержащие растворенный углекислый кальций до 0,5 %, приурочены к районам распространения известняков и доломитов, а водоёмы с мягкой водой – к районам выхода изверженных пород.

Внутренние водоёмы чётко дифференцируются по содержанию органического вещества, кислорода и макроэлементов –

азота, фосфора и калия. Повышение их концентрации в пресных водах приводит к бурному развитию сине-зелёных водорослей, простейших (эвтрофикация, «цветение»), что при определённых условиях вызывает уменьшение растворенного кислорода, гибель рыб и беспозвоночных. В связи с распашкой огромных территорий степной зоны в середине XX века уменьшился поверхностный сток, ухудшилось питание рек и озёр, произошло их обмеление. Последующее усиление эрозии почв создало условия для увеличения в озёрах концентрации растворенных органических и минеральных соединений. Поэтому часть озёр степной зоны относится к эвтрофным. В них образуется сапропель, насыщенный органическим веществом и минеральными соединениями. В зимнее время из-за недостатка кислорода и промерзания некоторых озёр до дна наблюдается массовая гибель рыб.

Пресноводная фауна вторична (происходит от морской). Её видовой состав сравнительно молод. Общей чертой пресноводных водоемов является наличие в них земноводных. Всего зарегистрировано 12 видов земноводных.

Своеобразные особенности животного населения рек и водоёмов определяются наличием их исторической связи с мировым океаном. Известно, что большая часть территории Казахстана относится к внутреннему стоку (за исключением р. Ертис). По сравнению с озером Балхаш (12 видов рыб), бассейны Карского, Каспийского и Аральского морей по видовому составу рыб наиболее богаты (60 видов).

По значимости в рыбном хозяйстве *бассейн Каспийского моря* занимает первое место в стране (основные виды – осетровые). Промысловые рыбы – белуга – самая крупная рыба пресноводных водоёмов земного шара (длина – до 250–300 см, вес – до 1120 и даже 1280 кг), русский осётр, севрюга, шип, стерлядь. В Каспийском море обитает астраханская сельдь, заходящая для икрометания по реке Жайык (Урал) до города Уральска. Эта река является единственной в Каспийском бассейне, где сохранился обширный фонд естественных нерестилищ осетровых рыб, площадь которых достигла 1687 га. Ценной рыбой, обитающей в реке Жайык, является белорыбца из семейства карповых. Среди них – вобла, язь, лещ, глазач, подуст, сазан и др. Из других семейств встречаются сом, щука, судак, окунь, ёрш, налим.

В Каспийском море обитает каспийский тюлень – *Phoca caspica*, который занесён в Книгу рекордов Гиннеса как самый мелкий из существующих 32 видов в мировой фауне. К сожалению, за последнее столетие популяция этого древнейшего представителя местной фауны сократилась с 1 млн особей до 100 тысяч (данные Санкт-Петербургского госуниверситета и университета «Линдс», Великобритания, 2006)*.

Фауна рыб *Аральского бассейна* имеет много общего с фауной Каспийского моря. Из осетровых встречаются шип и лопатоносы. Последние являются редкими представителями осетровых. Основная масса рыб представлена семейством карповых: плотва, язь, жерех, усач, шемай, лещ, сазан, карась и др. В незначительном количестве встречаются сом, щука, судак, окунь и др.

Ихтиофауна *рек Шу и Сарысу* близка между собой и сходна с таковой реки Сырдарьи, но характеризуется отсутствием осетровых. Бассейн *реки Ертыс* имеет разнообразную ихтиофауну, отличается богатством лососевых рыб (таймень, ленок, нельма, хариус). Таймень и нельма обитают и в озере Зайсан. Хариус свойственен горным речкам Западного Алтая с быстрым течением и холодной, прозрачной водой. Из осетровых обычна стерлядь, встречается сибирский осётр. Из остальных семейств многочисленны щука, язь, елец, налим, окунь, чебак, ёрш, а для озёр характерны карась, линь, окунь и др.

Бассейн *реки Нуры* имеет много общих черт по набору ихтиофауны с бассейном р. Иртыш – карась, щука, чебак, окунь, елец.

Балхаш-Алакольский бассейн беден ихтиофауной (12 видов рыб, в т.ч. 2 османа, 3 гольяна, 3 губача и др.). Некоторые из них имеют ограниченный ареал обитания в высокогорных ручьях. Здесь обитает три эндемичных вида – окунь, губач, маринка, которая в последние десятилетия (после строительства Капшагайского гидроузла, 1971 г.) стала весьма редкой. Во многих горных реках водится форель серебристая, голый осман (например, в р. Шарын) и др. Только в горных реках Жетысуского Алатау (Алматинская область) можно ныне увидеть

* Случаи массовой гибели тюленей на Каспии фиксируются ежегодно. В 2006 г. в районе месторождения нефти Каламкас было обнаружено 337 тушек тюленей. В местах обнаружения погибших тюленей ПДК по нефте-продуктам были превышены более чем в 30 раз, а по фенолу – в 3-6 раз.

семиреченского лягушкозуба: нигде больше на планете этот тритон не сохранился. Он занесён в Красную книгу Казахстана. Установлено, что лишь в чистых ледниковых водах, в поясе хвойных лесов на высоте от 1800 до 2500 м хорошо живётся хвостатой амфибии. Интересно, что лягушкозуб обладает способностью резко менять окраску поверхности тела. Он может стать жёлто-зелёным, а может – оливково-бурым; есть среди этих тритонов и постоянно чёрные.

В расширении ареалов ихтиофауны велика роль человеческой деятельности. Так, выпущенный много лет назад в реку Иле сазан сейчас занимает ведущее место среди промысловых рыб региона. Акклиматизированной рыбой является кефаль в Каспийском море, севрюга и шип в Аральском, тарань в озере Зайсан и др. Уделяется немало внимания зарыблению новыми видами рыб озёр и водохранилищ. Ещё в 70-е годы сотрудниками кафедры ихтиологии Казахского университета в небольшом озере Микушино (Илейский Алатау, Тургенское ущелье) была акклиматизирована форель; с середины 60-х гг. в Тургенском ущелье под Алматы функционирует форелевое хозяйство, где разводят радужную форель, ручьевую и гекарку.

Из 150 видов рыб казахстанских рек и водоёмов 16 отнесены к редким, находящимся под угрозой исчезновения. Промысловое значение имеют 19 видов рыб. Это прежде всего осетровые – белуга, русский осётр, севрюга, шип; сельдевые – килька; и условно объединённые как частиковые – щука, плотва, язь, белый амур, жерех, линь, восточный лещь, серебряный карась, белый толстолобик, обыкновенный сом, обыкновенный окунь, обыкновенный судак. Интересно, что ценная полупромысловая рыба ленок (ускуч) из семейства лососевых водится только в бассейне горного озера Маркаколь.

Животные – возбудители болезней человека

Природные комплексы Казахстана создают условия для формирования природных очагов инфекционных заболеваний.

Сусликовые очаги приурочены к северной части междуречья Волги и Жайыка (Урала). Основной носитель – малый суслик,

главный переносчик – блохи *Ceratophylus tesquorum* Wagn., *Neopsylla setosa* Wagn., *N. abagaitui*). Эпизоотический процесс характеризуется двумя активными периодами: весенним (апрель, пробуждение от спячки сусликов и спаривание) и летним (июль, расселение молодняка).

Сурчиные очаги горно-степного пояса расположены в пределах хребтов Восточного Тянь-Шаня и Жетысуского Алатау. Основной носитель – серый сурок, главный переносчик – блохи (*Oropsylla silatiewwi* Wagn., *Rhadinopsylla liventicosa*, *Ceratophyllus dolbris*). Временный цикл эпизоотии совпадает с периодом активности сурков (апрель-август).

Песчаночьи очаги наиболее выражены в двух провинциальных вариантах – Волго-Уральском и Среднеазиатском. В первом очаге основной носитель чумы – полуденная песчанка, где главными переносчиками являются блохи *Xenopsylla conformis* Wagn., *Rhadinopsylla cedestis* Roths., *Ceratophyllus laeviceps* Wagn. Носителями также являются малый и жёлтый суслики, гребенщикова песчанка, обыкновенная полевка, домашняя мышь и др.

Среднеазиатский вариант имеет автономные очаги – Приэмбинский, Северо-Устьюртский, Северо-Аральский, Кызылкумский, Пришуйский и Южно-Балхашский. Основной носитель – большая песчанка, главный переносчик – блохи рода *Xenopsylla*. Второстепенными носителями являются краснохвостая и полуденная песчанки, малый и желтый суслики, тушканчики и хомячки. Эпизоотический процесс, непрерывный в течение года, имеет два максимума – весенне-летний (май-июнь) и осенний (октябрь-ноябрь). В настоящее время очаги чумы взяты под контроль санэпидемиологической службой Республики Казахстан.

Природные очаги туляремии приурочены к пойменно-болотным, предгорно-сазовым и тугайным природным комплексам. Пойменно-болотные природные комплексы расположены в зоне лесостепей и засушливых степей равнинного Казахстана. Инфекция поддерживается клешами, водяной крысой, в процесс также вовлекаются обыкновенная полевка, полевка-экономка, ондатра, зайцы. Переносчики и хранители инфекции – клещи родов *Dermatytor*, *Rhipicephalus*, *Ixodes*. Переносчиками также служат комары и слепни. Предгорные очаги зафиксированы в

восточной части Тянь-Шаня, Жетысуском Алатау, Тарбагатае и некоторых хребтах Алтая. Инфекция поддерживается клещами, водяной крысой. Заражение людей наблюдается при употреблении сырой воды в летнее время. Тугайные очаги занимают дельту реки Сырдарья, долины рек Иле и Шу. Носителями и переносчиками являются заяц-толай, гребенщикова песчанка, домашняя мышь, ондатра и клещи.

Природные очаги безжелтушного лептоспироза приурочены к лесостепной и степной зонам. Носителями являются грызуны – полевка-экономка, домовая мышь и иногда обыкновенная, узкочерепная, красная полевки и др. Заражение происходит при контакте с инфицированными водоёмами.

Клещевой сыпной тиф имеет ограниченное распространение в Восточно-Казахстанской области. Носителем и переносчиком служит клещ *Deracentor arginatus* Sulz. Высокая зараженность клещей отмечена в степных и лесных ландшафтах Кокшетауской возвышенности и на севере Казахского мелкосопочника. Заражение происходит при укусе клеща, который особенно опасен ранней весной.

Природные очаги клещевого энцефалита приурочены к горным системам Тянь-Шаня, Южного Алтая. Основной переносчик – клещ *Ixodes persulcatus* Sch.*,²⁰ второстепенный – *Dermacentor pictus* Herm. Отмечены очаги в лесных массивах Костанайской области, где носителем и переносчиком является клещ *D. arginatus* Sulz. Эпидемия проявляется мало интенсивно и периодически.

Несмотря на значительные размеры территории, фауна Казахстана сравнительно бедна, что объясняется однородностью основных ландшафтов, с одной стороны, и исторической молодостью самой фауны – с другой.

Контрольные вопросы

1. Какие фаунистические особенности характерны для каждой природной зоны?
2. Какие условия местообитания характерны для крупных млекопитающих Республики Казахстан?

* Иксодовые клещи Заилийского (Илейского) Алатау подробно описаны А.К. Федосенко // Тр. Ин-та зоологии АН КазССР. – 1972. – Т. 33. – С. 130–138.

3. Чем объясняется уменьшение видового состава орнито- и ихтиофауны?

4. Какие антропогенные факторы особенно негативно влияют на фауну Республики Казахстан?

Задания для самостоятельной работы

1. Составить сравнительную характеристику фауны степной и пустынной природных зон.

2. Составить перечень эндемичных видов орнито- и ихтиофауны.

3. Дать полную характеристику вредных насекомых – переносчиков инфекционных заболеваний.

Рекомендуемая литература

1. Афанасьев А.В. Зоогеография Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1960.

2. Бобринский Н.А. Животный мир и природа СССР. – М., 1974.

3. Важнейшие водно-болотные угодья Северного Казахстана / Под ред. Т. Брагиной и Е. Брагиной. – М., 2002.

4. Гаврилов Э.И. Фауна и распространение птиц Казахстана. – Алматы, 1999.

5. Ержанов Н.Т. Современное состояние биоразнообразия млекопитающих Казахского мелкосопочника и факторы, его определяющие // Вестник КарГУ. – 2001. – № 3 (Вып. 2). – С. 78–91.

6. Ковшарь А.Ф., Ковшарь В.А. Животный мир Казахстана. – Алматы: Ғылым, 2003. – 168 с.

7. Млекопитающие Казахстана. Т. 1–4. – Алма-Ата: АН КазССР, 1969–1985.

8. По страницам Красной Книги Казахстана. Позвоночные животные/ Сост. А.Ф. Ковшарь. – Алматы: Кітап, 2004.

9. Птицы Казахстана. Т. 1–5. – Алма-Ата: Наука, 1960, 1962, 1970, 1972, 1973.

10. Формозов А.Н. Животный мир Казахстана. – М., 1987. – 150 с.

11. Эндертон Дэвид. Всемирная энциклопедия птиц. – М.: Эксмо, 2007. – 256 с.

ПРИРОДНЫЕ ЗОНЫ И ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Главной закономерностью структуры географической оболочки Земли является *зональность*, которая выражается в последовательной смене природных комплексов (ландшафтов) и их компонентов от экватора к полюсам. В основе географической зональности лежат изменения климата, прежде всего, различия в поступлении на земную поверхность солнечного тепла. Внешне географическая зональность легче всего прослеживается в распределении почв, растительности и животного мира.

Идея зональности – одна из самых старых в географической науке. Зональность отдельных природных явлений (климата) была подмечена еще в античное время. Первые научные обобщения в области географической зональности принадлежат одному из основоположников географии как науки *Александру Гумбольдту* (1769–1859 гг.). В 1829 г. он совершил поездку на Рудный Алтай, Урал и Каспийское море. Однако обобщения *А. Гумбольдта* охватывали не весь природный комплекс, а только климат, растительный покров и животный мир.

Зональность природных комплексов как основной закон географической науки была впервые разработана в трудах *В.В. Докучаева* в конце XIX века. В 1898 г. он предложил деление земной поверхности на *географические зоны*. *В.В. Докучаев* отмечал, что в основе этого деления лежат, прежде всего, климатические различия территории, именно различное количество полученных ими тепла и влаги.

В разработке докучаевского учения о зонах природы участвовало большое количество российских, советских ученых: *А.Н. Краснов, Г.Н. Танфильев, Л.С. Берг, А.А. Григорьев, М.И. Будыко, С.В. Калесник, Ф.И. Мильков, Н.А. Гвоздецкий, Б.А. Федорович, В.М. Чупахин, В.А. Николаев* и многие другие.

Научно подтверждено существование географических зон с палеозоя. Современные черты географических зон высоких широт сформировались в послеледниковое время, а в низких широтах преобладают ландшафты, существующие без особых изменений с начала неогена.

Различают два типа зональности: *широтную зональность* на равнинах и *высотную (вертикальную) поясность* в горах. Таксономическими единицами зональности являются географический пояс и географическая зона. *Географический пояс* – наиболее крупные зональные подразделения географической оболочки, различия между которыми обусловлены климатом. Это высшая зональная таксономическая единица. Для каждого пояса характерны определенный радиационный баланс и особая, связанная с распределением тепла направленность и ритмика географических процессов – биохимических, геоморфологических, циркуляция атмосферы, испаряемости, вегетации растительности, миграции животных и др.

Территория Казахстана расположена почти полностью в пределах *умеренного пояса*, имеющего четкую сезонность теплового режима с длительным холодным периодом. Господствует западный перенос умеренного воздуха и циклоническая циркуляция.

Географические пояса делятся на географические зоны, а последние на подзоны. *Географическая зона* – одна из ступеней широтно-зонального физико-географического деления земной поверхности, которая обособляется в пределах географического пояса с господством одного зонального типа ландшафта. В отличие от географического пояса, зона характеризуется общностью не только термических условий, но и увлажнения, что приводит к общности биологических компонентов ландшафта (растительности, почв, животного мира), а также экзогенных геоморфологических процессов. Географические зоны простираются в широтном направлении и сменяют друг друга в меридиональном

направлении в связи с географической зональностью. В Казахстане это лесостепная, степная, полупустынная и пустынная зоны.

Высотная поясность – это закономерная смена природных комплексов (ландшафтов) в горах, обусловленная изменением высоты над уровнем моря. Она наиболее ярко выражается в смене климата (тепла, почв и типов растительности) по высоте. Таксономической единицей высотной поясности является **высотный пояс**. Он имеет вид полосы (часто прерывистой), верхние и нижние границы которой зависят от географического положения гор (широты). Смена высотных поясов природных комплексов происходит от подножия к вершинам гор. В горах Юго-Восточного Казахстана – от степного (Алтай) и пустынного (Тянь-Шань) до нивально-гляциального.

Природные зоны платформенных равнин

На обширной территории нашей республики протяженностью с севера на юг 1600 км и с запада на восток 2925 км отчетливо проявляется широтная зональность природных условий. Представлено четыре природных зоны умеренного пояса: лесостепь, степь, полупустыня и пустыня.

Лесостепная зона расположена на крайнем севере в пределах Северо-Казахстанской равнины, занимая площадь всего около 1 млн га. Для нее характерен суровый континентальный климат с незначительным количеством осадков (330–370 мм) и относительно невысокими термическими ресурсами. Сумма активных температур выше 10 °С составляет всего 2100 °С.

Основной закономерностью зоны является целостность природной системы, включающей лесные массивы (колки), луга и степные комплексы. Поверхность аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин, усложненная многочисленными западинами, оказывает особое влияние на структуру природно-территориальных комплексов. На слабо выраженных водораздельных поверхностях преобладают степные ландшафты: злаково-разнотравно-красноковыльные и богаторазнотравно-ковыльные степи, березовые колки на черноземах, лугово-черноземных и серых лесных почвах. В настоящее время они в основном распаханы.

Животный мир северо-казахстанской лесостепи представлен комплексом зверей и птиц, типичных для Западной Сибири. В видовом отношении преобладает лесная фауна. Многочисленны мелкие млекопитающие: бурозубки (*Sorex araneus*, *S. minutissimus*), красная полевка (*Clethrionomys rutilus* Pall.), лесная мышь (*Apodemus sylvaticus*), заяц-беляк (*Lepus timidus*), лисица (*Vulpes vulpes*), горностай (*Mustela erminea*).

Среди птиц преобладают хищники-мышееды: пустельга (*Falco tinnunculus*), ушастая сова (*Asio otus*), луговой лунь (*Circus pygargus*) и др. В лесах встречается тетерев (*Lyrurus tetrix*), белая куропатка (*Lagopus lagopus*), большая горлинка (*Streptopelia orientalis*) и др.

Хозяйственное освоение природных ресурсов лесостепной зоны, прежде всего земельных, способствовало формированию антропогенных агроландшафтов (50–55 % площади лесостепной зоны).

Степная зона расположена южнее лесостепи и занимает около 30 % площади Казахстана. Сплошной широтной полосой она простирается через всю территорию страны – от северной части Прикаспийской низменности до предгорий Алтая. Южная граница проходит между 51 и 50° с.ш., отклоняясь то к северу, то к югу в зависимости от особенностей рельефа. Ширина степной зоны увеличивается с запада на восток от 100–150 до 400–450 км.

Климатические условия зоны, которые отличаются засушливостью, определяются в основном ее внутриконтинентальным положением. Повторяемость засух в северной части зоны около 35 % лет, а южнее возрастает до 50 %.

Степная зона сформировалась на различной литогенной основе, типах и формах рельефа: аккумулятивных и денудационных равнинах и плато, мелкосопочнике, изолированных низкогорных массивах платформенных равнин. Наблюдается значительная дифференциация степных природно-территориальных комплексов с севера на юг, что позволило разделить степную зону на подзоны (Н.А. Гвоздецкий, В.А. Николаев, Б.А. Федорович, В.М. Чупахин и др.). Основным критерием деления на подзоны является режим увлажнения, влияющий на все компоненты ландшафта. Выделены подзоны северной

степи и южной степи. Зональными типами почв являются соответственно черноземы и каштановые почвы. Внутри подзоны степи подразделяются по степени засушливости.

Подзона северной степи включает умеренно-засушливую и засушливую степь. Природно-территориальные комплексы данной подзоны развиты на аллювиальных равнинах Северного Казахстана.

Умеренно засушливая степь сформировалась на черноземах обыкновенных и лугово-черноземных почвах в условиях умеренного климата с продолжительностью безморозного периода 100–140 дней, среднегодовой температурой 0,0–1,0 °С и количеством осадков 300–330 мм в год. Господствуют богаторазнотравно-ковыльные степи на хорошо дренированных водоразделах северной части Приертисья, Северо-Казахстанской и Костанайской равнин. Основной ассоциацией степи является ассоциация красного ковыля – красноковыльные степи с участием мезоксерофильного и ксерофильного разнотравья: шалфей, зопник, люцерна, подмаренник русский и др. В озерных котловинах на солонцах развита галофитная растительность.

Основные массивы умеренно-засушливой степи распаханы (более 62 %). В связи с этим произошли значительные изменения в составе животного мира. Исчезли такие типичные представители степной фауны, как дрофа, стрепет, возросло количество грызунов.

Засушливая степь на территории Казахстана развита неравномерно. На западе ее участки наблюдаются на южных склонах Общего Сырта и северной части Мугоджар. Наиболее широко она представлена в Северном Казахстане, южнее умеренно-засушливой степи. Ширина ее в зависимости от рельефа изменяется от 75 до 125 км. Природно-территориальные комплексы засушливой степи формируются в более засушливом климате. Среднегодовая температура повышается до 2,0 °С, а количество осадков уменьшается до 300–250 мм в год.

Отличительной особенностью засушливых степей является комплексный характер почвенно-растительного покрова. Типичные разнотравно-ковыльные степи с ковылем красным, типчаком и тонконогом на южных черноземах сочетаются с солонцово-степными комплексами.

В связи с освоением целинных и залежных земель естественные степи северной подзоны сохранились только на отдельных участках: сопках, склонах балок, склонах речных долин в заповедных охраняемых территориях. На пахатных землях обыкновенных и южных черноземов сформировались агроландшафты. Развита неблагоприятная природная явления и процессы: суховеи, дефляция почв.

Подзона южной степи по особенностям структуры природно-территориальных комплексов, особенностей условий их формирования подразделяется на умеренно-сухую и сухую степь. Она, в отличие от подзоны северной степи, сплошной полосой простирается от западных до восточных границ Казахстана, занимая около 20 % площади. Ширина подзоны изменяется от 75–100 до 400 км в сухих степях Центрального Казахстана. Заметно изменяются климатические условия, влияющие на все компоненты ландшафтов.

В подзоне южной степи доминируют *умеренно-сухие типчако-ковыльные степи* на темно-каштановых почвах. Климат континентальный и засушливый: средняя годовая температура 1,7–3,0 °С, годовое количество осадков 270–240 мм, повторяемость засух достигает 35 % лет.

Типичные типчаково-ковыльные степи, в которых преобладает ксерофитный ковыль (ковыль Лессинга – *Stipa lessingiana*), приурочены: к морским равнинам северной части Прикаспийской низменности, денудационным равнинам Подуральского и Торгайского плато, северной части Казахского мелкосопочника и центральной части равнин Приертичья. В составе растительности широко представлены типчак и тонконог.



Сухие степи

Среди мелкосопочного рельефа Центрального Казахстана на темно-каштановых почвах развиты кустарниково-злаковые степи. В долинах временных водотоков, ложбинах стока, на склонах сопок преобладают караганники (*Caragana frutex*), а на более сухих, относительно возвышенных участках степи образуют заросли таволга (*Spirea hypericifolia*) и карагана (*C. pumila*).

Широтная зональность умеренно-сухой типчаково-ковыльной степи нарушается в пределах низкогорных массивов Ерементау и Семиз-Бугу высотным поясом разнотравно-ковыльной степи на темно-каштановых почвах. На гранитных массивах Каркаралинских гор распространены сосновые леса.

При движении на юг умеренно-сухая типчаково-ковыльная степь сменяется сухой *полянно-ковыльно-типчаковой степью* шириной от 40–50 до 70–100 км в зависимости от особенностей рельефа. На востоке в пределах Приертисской равнины ширина ее увеличивается до 200–250 км. Климатические особенности заключаются в возрастании континентальности и засушливости. Количество осадков уменьшается от 250 до 220 мм в год.

Сплошная полоса сухой степи прерывается низкогорным поясом Ертис-Балхашского водораздела, где наблюдается высотная дифференциация ландшафтов. Сухая степь сменяется умеренно-засушливой и локально сосновыми лесами. В составе сухих степей на средне-каштановых (каштановых) почвах господствуют типчак (*Festuca sulcata*), ковыль волосатик – тырса (*Stipa capillata*). Широко развиты солонцово-степные растительные комплексы, представленные типчаково-полянными и солянково-полянными сообществами.

На супесчаных и песчаных почвах аллювиальных равнин Тургая и правобережья Ертиса распространены псаммофитные растения с ковылем песчаным, овсяницей Беккера (*Festuca beckeri*), полянью песчаной и др. Здесь на песках развиты сосновые боры.

Животный мир сухой степи сравнительно не богат. На участках целины сохранился сурок, степная лисица – корсак, многочисленны мышевидные грызуны (степная пеструшка, хомячок Эверсмана и др.). Из птиц – курганник, степной орел, лунь и жаворонки. Богат и своеобразен животный мир степных озер с тростниковыми зарослями.



Сосновый бор

Распашка сухих степей Казахстана способствовала развитию ряда неблагоприятных рельефообразующих процессов. Это, прежде всего, процессы ветровой (дефляция) и овражной эрозии. На пахотных почвах начал развиваться совершенно новый вид антропогенной эрозии – ускоренная. Во Всесоюзном институте зернового хозяйства (ныне – Научно-производственный центр им. А.И. Барасва), находящемся в с. Шортанды Акмолинской области, были разработаны научные основы почвозащитного земледелия для степных районов. Они включают комплекс агротехнических и агролесомелиоративных мероприятий, предусматривающий применение безотвальной (плоскорезной) обработки почв, введение короткопольных зернопаровых севооборотов, полосное размещение паров и посевов, интенсивное снегозадержание, создание полезащитных лесополос и др.

Полупустынная зона расположена южнее сухих степей и непрерывно прослеживается от Прикаспийской низменности и Подуральяского плато, через южный Тургай, Казахский мелко-сопочник до предгорий Алтая и Тарбагатая между 48 и 50° с.ш. Она занимает около 16% площади Казахстана. В зависимости от особенностей рельефа (абсолютной и относительной высоты, экспозиции склона, глубины и густоты расчлененности) ширина зоны изменяется от 25–60 до 150–250 км. Границы полупустыни то поднимаются к северу, то опускаются к югу. В современных условиях динамического

развития процессов опустынивания наблюдается наступление пустыни на полупустыню.



*Полупустынные природно-территориальные комплексы
Южно-Таргайское плато*

Зона полупустынь формируется в условиях высоких температур и незначительного увлажнения. Среднегодовая температура составляет 3,0-6,0 °С, сумма активных температур – 2900-3300 °С, а годовое количество осадков – 180–230 мм. Коэффициент увлажнения очень низок, всего 0,20-0,28.

Зональным типом почв являются светло-каштановые. Среди них наиболее распространены малоразвитые почвы в пределах Казахского мелкосопочника и солонцеватые на аккумулятивных морских, аллювиальных и озерно-аллювиальных равнинах.

Зональный тип растительности – типчаково-полынная, включающая злаки сухих степей и пустынные полукустарнички. Из злаков в полупустыни доминирует типичный ксерофитный ковыль сарептский, или тырсик (*Stipa sareptana*). Встречаются также ковылок и тырса. Из полупустынных полукустарничков развиты полыни: астраханская (*Artemisia astrachanica*), лесинговидная (*A. gracilescens*) и другие. Вместе со злаками они образуют пустынно-степные группировки. Широко представлены также полынно-солянковые группировки, приуроченные к солонцам и солончакам (черная полынь, кокпек и бююргун). На

щебенчатых почвах мелкосопочника развиты кустарниковые пустынные степи. В их составе преобладают кустарники таволга (*Spiraea hypericifolia*) и карагана степная (*Caragana frutex*).

Животный мир полупустынь включает представителей степей и пустынь. Наиболее многочисленны грызуны-землерои (степная пеструшка, малый суслик, суслик песчаник, большой тушканчик и др.). Встречаются сайгаки, а в низкогорьях Улутау, Кызылтас можно увидеть косулю, манула. Из птиц – жаворонки, каменки, степные орлы.

С основной отраслью сельского хозяйства полупустыни – животноводством – связаны антропогенные процессы опустынивания, деградация естественных пастбищ.

Пустынная зона занимает обширные территории равнин южной части Казахстана, около 44% всей площади республики. Это внутриконтинентальные пустыни юга Прикаспийской низменности, Мангистау, Устюрта, Северного Приаралья, Сырдарьинской низменности, южной части Бетпакадалы, песчаных массивов Кызылкум, Мойынкум, Северного и Южного Прибалхашья.

Казахстанские пустыни отличаются сухим жарким летом и холодной малоснежной зимой. Летние температуры составляют 25–28 °С, суммы активных температур (выше 10 °С) колеблются в пределах от 3200 °С на севере до 4600 °С на юге. Годовое количество осадков составляет в среднем 100–150 мм, а коэффициент увлажнения всего 0,12–0,15. Небольшое количество осадков и низкая относительная влажность воздуха способствуют развитию суховеев. Выпадение осадков здесь происходит, главным образом, в ранневесенний период, что обуславливает развитие природно-территориальных комплексов весной по гумидному циклу, а летом, наоборот, – по аридному.

Зональным типом почв являются бурые пустынные почвы, которые в пределах Казахстана представлены двумя подтипами: бурыми и серо-бурыми. Значительно распространены луго-бурые, такыровидные и песчаные пустынные почвы, такыры, солончаки и солонцы.

Зональный тип растительности пустынь Казахстана образуют пустынные полукустарнички (полынь, солянки) и эфемеры,

развиты саксаульники. На площадное распространение их в пределах зоны большое влияние оказывает литологический состав отложений. Выделяют глинистые, песчаные и каменные пустыни.

Животный мир пустынной зоны очень своеобразен и приспособлен к сложным климатическим условиям: высоким летним температурам и отсутствию воды. В связи с этим многие животные ведут ночной образ жизни. Преобладают землерои: суслики, песчанки, тушканчики. Широко распространены зайцы-песчанники (*Lepus tolui*), ушастые ежи. Многочисленны пресмыкающиеся: различные ящерицы, степная гадюка, щитомордник, стелные черепахи. Орнитофауну пустыни представляют жаворонки, дрофа-красотка, саксаульная сойка и другие.



Черепаха степная



Круглоголовка

В глинистых и каменных пустынях Устюрта, Бетпакдалы сохранились стада сайгаков, а также встречается антилопа – джейран.

В пределах Казахстана пустынная зона подразделяется на две подзоны: северную и южную. Северная, характеризуется распространением полынно-солянковых пустынь со злаками на бурых почвах. Подзона южной пустыни выделяется господством эфемерово-полынных пустынь на серо-бурых почвах. В речных долинах развиты тугай.

Подзона северной пустыни занимает значительные площади Южного Казахстана. Она протянулась от западных границ Прикаспийской низменности до предгорий Тарбагатай. В этом

направлении изменяется ширина зоны от 670 км в Прикаспии до 350 км в Приаралье и до 70–100 км в Северном Прибалхашье. Климатические условия, литология горных пород, особенности поверхностного стока благоприятствуют развитию бурых почв с участием солончаков. В пределах восточной части Бетпакдалы и южной части Казахского мелкосопочника преобладают бурые малоразвитые щербнистые почвы.

Дифференциация растительного покрова также обусловлена особенностями климата, морфологией рельефа и слагающих его отложений. Так, на аккумулятивных равнинах Прикаспия доминируют злаково-полынные пустыни, а на денудационных равнинах Бетпакдалы и Северного Прибалхашья – солянковые.



*Пустынные природно-территориальные комплексы
(глинисто-солянковые пустыни впадины Карагие)*

В целом в подзоне северной пустыни Казахстана преобладают ландшафты глинистых и каменистых пустынь.

Подзона южной пустыни характеризуется господством природно-территориальных комплексов аллювиальных и эоловых равнин Мангистау, Восточного Приаралья (Кызылкумы, Приаральские Каракумы, Сырдарьинская аллювиальная равнина, Мойынкумы) и частично южной части плато Бетпакдала. Она постепенно сменяет подзону северной пустыни в связи с усиливающейся аридизацией климата, влияющей на основные компоненты ландшафтов. Среднегодовая температура достигает

10–13 °С, сумма активных температур составляет 4200–4600 °С – максимум для территории Казахстана. Среднегодовое количество осадков уменьшается до 100–80 мм.

Изнуряющая жара летом усугубляется ничтожным количеством атмосферных осадков. Сумма их быстро уменьшается в южном направлении. Так, за три летних месяца в Иргизе выпадает 30 мм осадков, в Казалинске – 19 мм, в Туркестане – 11 мм.

В связи с острым недостатком влаги эфемеры и эфемероиды исчезают из травянистого покрова еще до начала лета.



Песчаные пустыни Мангистау

Бурые почвы северной пустыни сменяются серо-бурыми, песчаными, такыровидными. Они бедны гумусом (0,5–1,2 %). Пустынные песчаные почвы представляют собой различные образования – от сыпучих песков подвижных барханов до полужакопленных и жакопленных растительностью.

Такрыры и такыровидные почвы – специфически пустынные образования. Они выделяются твердой, полигонально–трещиноватой поверхностью, на которой в периоды дождей накапливается вода, образуя порой «эфемерные озера».

Растительность южной пустыни довольно разнообразна. Состав ее зависит от литологического состава геологических образований. Наиболее богата растительность песчаных массивов Южного Казахстана. Она состоит из древесно-кустарных

сообществ: саксаул белый, или песчаный (*Haloxylon persicum*), песчаная акация (*Ammodendron canollyi*, *A. karelini*), джужгуны, гребенщики, эфедра, а также травянистых многолетников (селин) и однолетников. На современных и древних дельтах рек преобладают полынно-эфемеровые сообщества с мятликом луковичным, кострами. Весной южные пустыни восхищают цветущими тюльпанами.

В составе животного мира преобладают грызуны и пресмыкающиеся. В тугаях и тростниковых зарослях обитают кабаны, косули, камышовые коты; гнездятся фазаны, белохвостый чибис и др.



Тюльпан Бэма



Тюльпан Альберта

Освоение естественных ресурсов пустынной зоны связано с развитием животноводства и добычей разведанных месторождений полезных ископаемых.

Пустыни – один из древнейших типов ландшафтов Евразии. Начало формирования их на территории Казахстана, Центральной Азии в целом относится к палеогену, когда еще

горных систем на юге не существовало, а в пределах равнинных территорий преобладали озерно-морские бассейны. В это время на юге, за пределами территории Казахстана, господствовали ландшафты тропических саванн. К северу они сменялись ландшафтами листопадных лесов умеренного пояса. В неогене аридность климата продолжает усиливаться, сокращается площадь озерно-морских бассейнов, происходит процесс горообразования. Ландшафты саванн в начале неогена (миоцен) в результате усиления аридизации климата сменяются внутриконтинентальными пустынями.

Севернее, в пределах Казахстана, эволюция ландшафтов происходила в условиях аридизации климата в направлении смены влажных листопадных лесов тургайского типа в лесостепь; дальнейшее иссушение климата сопровождалось полным исчезновением лесных элементов, перерождением миоценовой лесостепи в ландшафт сухих степей и пустынь.

Формирование в неоген-плейстоцене горных поднятий сопровождалось их интенсивным расчленением, выносом на равнины отложений аллювия и пролювия. Особенно интенсивно этот процесс протекал в период среднеплейстоценового оледенения – времени обводнения территории равнин Турана (плювиальный период). В верхнем плейстоцене процессы аридизации климата обусловили интенсивное переувлажнение, развеивание песчано-глинистых аллювиальных отложений и образование песчаных массивов – пустынь умеренного пояса (ксеротермический период).

В настоящее время процессы опустынивания охватывают новые территории равнин. Это результат не только влияния природных факторов (глобальное потепление климата), но и усиливающегося негативного влияния антропогенной деятельности (нерациональное использование природных условий и естественных ресурсов, нарушение устойчивости природных систем).

Рассмотренные природные зоны Казахстана во многих районах не выдерживают строго широтного простираения. На отдельных участках происходит сдвиг их границ к северу или югу на десятки и даже сотни километров. Эти нарушения широтного простираения вызваны особенностями орографии – орографическими барьерами, которые образуют Мугоджары и

низкогорно-сопочные массивы Центрального Казахстана. Наличие крупных неровностей рельефа влияет на атмосферную циркуляцию, что проявляется, прежде всего, в неравномерном распределении осадков в различных регионах равнинного Казахстана. Поэтому значительные отклонения границы природных зон к северу характерны для равнин Тургай и Приертистья, которые находятся в дождевой тени.

На деформацию широтного простираня природных зон в настоящее время существенное влияние оказывает хозяйственная деятельность, усиление процессов опустынивания.

Высотные пояса гор

Основная природная закономерность дифференциации природных комплексов гор – *высотная поясность*.

В горах последовательно сменяют друг друга природные комплексы (ландшафты), до некоторой степени подобные широтным географическим зонам. Однако подобие их с широтными зонами очень условное, и, чтобы подчеркнуть их фактическое различие, используют другой термин – «*пояс*».

Изменение природных условий, дифференциация ландшафтов обусловлены двумя основными факторами: географическим положением в пределах той или иной широтной зоны и абсолютной высотой гор. Большое значение имеет ориентировка горных склонов по отношению влажных ветров. Особые различия наблюдаются в структуре высотной поясности склонов северной и южной экспозиций.



*Высотная поясность склонов различной экспозиции
(хр. Терскей Алатау)*

Дифференциация природных территориальных комплексов зависит и от морфологического строения гор – ярусности рельефа. В горных системах Казахстана хорошо выражено от 4 до 7 ярусов рельефа. Каждому ярусу соответствует определенный высотный ландшафтный пояс. Так, нижнему ярусу соответствует первый высотный пояс, непосредственно переходящий в зональный тип ландшафта равнин.

Высотной поясности природных условий и отдельных компонентов природы посвящены работы многочисленных исследователей гор Центральной Азии в целом и Казахстана в частности (П.П. Семенов–Тянь-Шанский, Н.А. Северцов, Р.И. Аболин, Е.П. Коровин, И.П. Герасимов, М.А. Глазовская, И.С. Щукин, Н.А. Гвоздецкий, В.М. Чупахин и другие). Во второй половине XX столетия осуществлено ландшафтное картографирование гор Юго-Восточного Казахстана, составлены крупно-, средне- и мелкомасштабные ландшафтные карты (Г.М. Чупахин, Л.К. Веселова, Г.В. Гельдыева, С.М. Николаева, М.Ш. Ишанкулов и др.).

Понятие природной, или ландшафтной, высотной поясности не в полне совпадает с так называемой высотной поясностью растительного покрова и даже с биоклиматической высотной зональностью. Первое понятие более широкое, комплексное. Помимо высотных различий климата, почв, растительности, оно включает в себя также различия в величине и режиме стока, гидрогеологических особенностях и, главное, в строении и особенностях рельефа (Н.А. Гвоздецкий, 1971 г.).

Тип ландшафтной поясности – это закономерное для данной природной зоны сочетание высотных поясов, последовательно сменяющих друг друга от подножия гор к вершинам.

В горных системах Юго-Восточного Казахстана, согласно их географическому положению, в широтной зоне представлено три типа поясности ландшафтов: *степной* (Казахстанский Алтай), *полупустынный* (Тарбагатай, Саур) и *пустынный* (Жетысуский Алатау, Тянь-Шань). Проявления типа высотной поясности весьма многообразны.

Набор высотных поясов в пределах одного типа поясности представляет *структуру высотной поясности*. Таким образом, структура поясности – это конкретное проявление на местности типа высотной поясности. Поэтому следует различать понятия

«тип поясности» и «структура поясности». В пределах одного типа поясности можно выделить несколько типов структуры. Типы структуры многообразны и зависят от абсолютной высоты гор, их долготного положения внутри широтной природной зоны, ярусности рельефа, экспозиции склонов, особенностей биоклиматических факторов.

Трем типам высотной поясности гор Казахстана соответствует шесть типов структуры: степному – алтайский (южно-сибирский), полупустынному – саур–тарбагатайский, пустынному – барлык–майлинский, джунгарский, северо–тяньшаньский и западно-тяньшаньский.

Структуры высотной поясности:

Алтайская структура высотной поясности характерна для горных районов Казахстанского Алтая. Она включает следующие пояса: предгорный и низкогорный степной, среднегорный лесной с участками степей, высокогорный субальпийский и альпийский луговой, горно-тундровый и нивально-гляциальный.

Саур-Тарбагатайская структура характерна для горных систем Тарбагатай и Саура. Ее представляют пояса: предгорный полупустынный, низкогорный степной кустарниковый, среднегорный степной (хр. Тарбагатай) и лугово-лесной, высокогорный горно-тундровый и нивально-гляциальный (хр. Саур).

Саур и Тарбагатай занимают промежуточное положение между горами Сибири и Средней Азии, но природа их ближе к сибирской. Об этом свидетельствует, например, наличие в Сауре сибирской лиственницы, горной тундры.

Барлык-Майлинская структура поясности характерна для низкогорных хребтов Барлык и Майли, а также для Алакольской межгорной впадины – составной части горных ландшафтов. Она включает пустынный и пустынно-степной пояса.

Джунгарская структура является основной для систем хребтов Жетысуского Алатау. Здесь наблюдается следующий спектр высотной поясности: предгорный пустынный, низкогорный пустынный и степной, среднегорный лугово-лесной и степной, высокогорный субальпийский и альпийский луговой, нивально-гляциальный.

Индивидуальность природно-территориальных комплексов Жетысуского Алатау связана с положением его между Тянь-

Шанем и горными системами Южной Сибири. Это отражается, прежде всего, на составе растительности. В Жетысуский Алатау проникает сибирская пихта, а для Тянь-Шаня характерен другой вид пихты – Семенова. В то же время в Жетысуском Алатау распространены представители растительности, характерной для гор Средней Азии, – арча и ель тяньшаньская.

Северо-Тяньшаньская структура высотной поясности выделена в пределах передовых хребтов Казахстанской части Тянь-Шаня. Она включает следующие пояса: предгорный пустынный и степной, низкогорный степной и лесостепной, среднегорный лугово-лесной и лугово-степной, высокогорный лугово-степной, субальпийский и альпийский луговой, нивально-гляциальный.

Эталоном данной структуры является высотная поясность северного склона Илейского (Зайлийского) Алатау. Одним из главных обобщений о природе Северного Тянь-Шаня является предложенная *П.П. Семеновым* схема «естественно-исторических» зон Илейского Алатау (1856–1857 гг.) (*Семенов-Тяньшанский*, 1946 г.).

Западно-Тяньшаньская структура характерна для хребтов Западного Тянь-Шаня в пределах Казахстана. В хр. Каратау данную структуру составляют пояса: предгорный пустынный, низкогорный пустынно-степной, среднегорный степной. В Киргизском и Таласском Алатау, в связи со значительными абсолютными высотами, вышеперечисленные пояса сменяют среднегорный лугово-степной с арчовниками, высокогорный субальпийский и альпийский луговой, нивально-гляциальный.

Детальная характеристика структуры высотной поясности (высотно-зональных геосистем) разработана *В.М. Чупахиным* (1964; 1987 гг.). На основе комплексного подхода им выделяются различные геосистемы с анализом каждого их компонента, в том числе почв и растительности.

Структура высотной поясности ландшафтов является основой физико-географического районирования горных территорий.

Физико-географическое районирование

Физико-географическое районирование является одной из наиболее важных проблем физической географии. Общий учет особенностей региональных природных условий необходим для

решения экономических, геоэкологических, геополитических, хозяйственно-административных и других задач государства. Проблема физико-географического районирования давно привлекала внимание географов. В зачаточной форме она ставилась еще античными географами. По словам *Л.С. Берга*, районирование составляет начало и конец каждой подлинно географической работы.

В основе районирования лежит положение о том, что районирование – это особая форма информации о природно-территориальных различиях, которая служит естественной основой для правильного размещения того или иного вида производства. Природное районирование дает возможность определить степень пригодности природной среды к общественным потребностям, соответствие или несоответствие сложившейся структуры хозяйственного производства природным условиям и потенциальным возможностям ландшафта.

Физико-географическое районирование – это система деления территории по объективно существующим в природе региональным физико-географическим комплексам, отличающимся индивидуальностью и территориальной целостностью.

Вопросам физико-географического районирования территории Казахстана посвящены многие работы. К первым попыткам комплексного физико-географического районирования территории Средней Азии относится работа *Л.С. Берга* «Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области» (1913 г.). Вопросам физико-географического районирования посвящены специальные работы многих советских географов, представлены многочисленные схемы районирования как территории СССР, так и отдельно территории Казахстана: *М.А. Глазовская* (1960 г.), *Б.А. Федорович* (1969 г.), *Н.А. Гвоздецкий*, *В.А. Николаев* (1971 г.), *А.Г. Исаченко* (1991 г.) и др.

Большой вклад в разработку теоретических и методических положений физико-географического районирования Казахстана внес *В.М. Чупахин*. В его монографии «Природное районирование Казахстана» (1970 г.) рассмотрены вопросы методического плана и принципы создания схемы комплексного физико-географического районирования Казахстана, дана детальная характеристика выделенных физико-географических областей.

Особое внимание *В.М. Чупахин* уделял теоретическим вопросам физико-географического районирования горных территорий. Так, им обоснована методика районирования горных систем Казахстана и Средней Азии, представленная в работе «Высотно-зональные геосистемы Средней Азии и Казахстана» (*Чупахин*, 1987 г.).

Мелкомасштабные карты физико-географического районирования Казахстана представлены в Атласе Казахской ССР, т. 1 (1982 г.) и Национальном атласе Республики Казахстан, т. 1 (2006 г.). Физико-географическое районирование осуществлено на основе *ландшафтно-генетического* принципа, учитывающего взаимодействие *зональных* и *азональных* факторов.

Физико-географическое районирование определяется как процесс вычленения целостных территориальных систем, когда учитывается между ними различие, а не типология. В этом, главным образом, заключается отличие районирования от типологических классификаций природно-территориальных комплексов. Районирование многоступенчатое, что отражает сложность природно-территориальных комплексов. Таксономические единицы районирования отличаются целостностью и неповторимостью.

Необходимость учета зональных и аazonальных факторов при разработке системы региональных единиц районирования можно считать общепризнанной в качестве одного из главных принципов районирования. При выделении каждой последующей единицы поочередно используются, то зональные, то аazonальные признаки. Актуальность районирования расширяется с понижением ранга регионов. Чем ниже таксономический уровень регионов, тем выше их теоретическое и практическое значение (*А.Г. Исаченко*, 1991 г.). Единицы физико-географического районирования обозначаются собственными именами.

Основными таксономическими единицами физико-географического районирования являются страна, область, провинция, округ, район. Однако следует отметить, что в применении таксономических единиц на разных ступенях районирования среди географов нет единства.

Физико-географическая страна – наиболее общепринятая единица аazonального районирования. Основные критерии ее выделения: единство морфоструктуры и преобладающая тенден-

ция новейших тектонических движений; общие черты макро-рельефа (обширные низменности, равнины, горные сооружения); особенности климата; структура широтной зональности (число природных зон, характер их простираения, специфические, индивидуальные черты природы).

Физико-географические страны делятся по аazonальным признакам на *физико-географические области*. Они образуются в процессе развития физико-географических стран под воздействием аazonальных факторов (дифференцированные тектонические движения, трансгрессии и регрессии морей, процессы аккумуляции и денудации). Физико-географическая область объединяет ландшафты, сформированные в одно и то же время, родственные по происхождению, имеющие большое сходство в строении рельефа, особенностях климата, гидрографической сети). Физико-географическая область может включать части разных природных зон. Специфика каждой из них проявляется в ландшафтной структуре.

Значительные проблемы возникают при физико-географическом районировании горных территорий. Каждое горное поднятие представляет собой самостоятельную аazonальную единицу районирования. В основу их районирования положен тип высотной поясности. Горные территории, расположенные в различных природных зонах или на стыке нескольких зон, характеризуются несколькими типами высотной поясности. Они рассматриваются как самостоятельные физико-географические страны (Урал, Алтай, Тянь-Шань и др.).

Тектонически и орографически обособленные части горных стран представляют собой физико-географические области. Межгорные впадины в системе районирования относятся к горным странам в рангах области. Это обусловлено генетической связью данных территорий с окружающими их хребтами — они являются результатом тектонической дифференциации единого целого — горной системы. В то же время их физико-географические особенности в значительной степени обусловлены влиянием горных хребтов.

В горных странах выделяют также провинции, подпровинции, округа и физико-географические районы, представляющие собой сложные региональные образования. Степень разнообразия и характер внутренней организации каждого региона

лучше всего раскрываются через составляющие его ландшафты и их структуру.

Для отражения пространственной дифференциации природных комплексов на территории Казахстана нами принята трехступенчатая система физико-географического районирования. Она включает следующие таксономические единицы: страна, область, провинция. Физико-географические страны и области выделены в основном по *азональному* принципу, а провинции в пределах областей по *зональному* принципу. В пределах данных территориальных единиц наиболее ярко выражены региональные различия природных комплексов, сформированных в условиях проявления индивидуальных особенностей азональных и зональных факторов. На территории Казахстана выделено 7 стран, включающих 17 областей (I–XVII) и 44 провинций (табл. 8).

Предлагаемая схема физико-географического районирования разработана с учетом существующих схем районирования *Б.А. Федоровича*, *Н.А. Гвоздецкого*, *В.М. Чупахина*, а также схем физико-географического районирования, представленных в Атласах Казахстана с некоторыми изменениями и дополнениями.

В целом физико-географическое районирование является комплексным, учитывающим особенности дифференциации природно-территориальных комплексов в пределах неповторимых и целостных индивидуальных регионов. При этом, с одной стороны, данное районирование учитывает схемы районирования отдельных компонентов ландшафтов (геологическое, геоморфологическое, почвенное, геоботаническое и т. д.), а с другой – является основой для различных видов специализированного (прикладного) районирования, в том числе геоэкологического.

К примеру, *А.В. Чигаркин* (2006 г.), взяв за основу схему физико-географического районирования *Н.А. Гвоздецкого* и *В.А. Николаева* (1971 г.), впервые разработал детальную схему геоэкологического районирования Казахстана. В каждом из выделенных регионов он отмечает их современное экологическое состояние, которое необходимо учитывать при определении устойчивости природно-территориальных комплексов в условиях антропогенеза.

Схема физико-географического районирования

Область	Зона	Подзона	Провинция	Природно-территориальный комплекс (ПТК)*
РАВНИННЫЕ ТЕРРИТОРИИ				
Западно-Сибирская страна				
I. Тобыло-Ертысская равнинная	лесо-степная		Есильская (Ишимская)	 Лесостепь. Сосновые боры
	степная	умеренно-сухая	Костанайская	
		сухо-степная	Приертысская	
Центрально-Казахстанская страна				
II. Северная низкогорно-возвышенно-равнинная	степная	умеренно-сухая с сосновыми борами	Кокшетауская	 Разнотравно-ковыльные степи
		умеренно-сухая	Атбасарская	
III. Центральная низкогорно-мелкосопочно-равнинная	степная	сухо-степная	Сарысу-Тенгизская	 Каркаралинские горы. Чертово озеро
		сухо-степная с сосновым и лесами	Каркаралинско-Баянаульская	
	полу-пустынная		Улутауская	
			Чингизская	
Область	Зона	Подзона	Провинция	Природно-территориальный комплекс (ПТК)*
IV. Южная равнинная	пустынная	северопустынная	Северо-Прибалхашская	 Пустыни Северного Прибалхашья

Туранская страна				
V. Тургайская возвышенно- равнинная	степная	сухо- степная	Северо- Тургайская	
	полу- пустын- ная		Южно- Тургайская	
VI. Мангистау- Устюртская возвышенно- равнинная	пустын- ная	средне- пустынная	Мангистаус- кая	 Пустыни Мангистау
			Устюртская	
VII. Приаральс- ко- Сырдарь- инская низменно- равнинная	пустын- ная	средне- пустынная	Сырдарь- инская (глинистая)	 Пески Малые Барсуки
			Северо- Приаральская	
			Восточно- Приаральская (глинистая)	
			Кызыл- Кумская (песчаная)	
			Новоаральс- кая формирую- щаяся (зона осушки)	
Область	Зона	Подзона	Провинция	Природно-территориальный комплекс (ПТК)*
VIII. Восточно- Туранская возвышенно- равнинная	пустын- ная	северо- пустынная	Бетпакда- линская (глинисто- каменистая)	 Пустыня Бетпакдала
		средне- пустынная	Мойынкумс- кая (песчаная)	

Восточно-Европейская страна				
IX. Сыртовая возвышенно- равнинная	степная	сухо- степная	Южно- Сыртовая	 <p>Дельта Жайык</p>
X. Под- уральская возвышенно- равнинная			Хобдинская	
XI. Прикас- пийская низменно- равнинная	степная	сухо- степная	Урало- Илекская	
	полу- пустынная		Узень- Эмбинская	
	пустын- ная		Северно- Прикаспийская	
ГОРНЫЕ ТЕРРИТОРИИ				
Уральская страна				
XII. Южно- Уральская низкогорная	степной	мугод- жарская	Мугоджарская	 <p>Горы Мугоджары</p>
Южно-Сибирская страна				
XIII. Алтайская низкогорно- высоко- горная	степной	алтайская	Калбинская низкогорная Рудно- Алтайская низкогорно- высокогорная Южно- Алтайская низкогорно- высокогорная	 <p>Калбинский Алтай</p>
<i>Область</i>	<i>Зона</i>	<i>Подзона</i>	<i>Провинция</i>	<i>Природно-территориальный комплекс (ПТК)*</i>
Центрально-Азиатская страна				
XIV. Саур- Тарба- гатайская низкогорно- высокогорная	полу- пустын- ная	саур- тарбага- тайская	Тарбага-тайская низкогорно- среднегорная Матрак-Саурская низкогорно- высокогорная Зайсанская междоузельная равнинная	 <p>Хребет Саур</p>

XV. Казах- станско- Джун- гарская низкогор- но-высо- когорная	пустын- ная	джун- гарская	Джунгарская низкогорно- высокогорная	 Джунгарский Алатау (яблоневые леса)
		барлык- майлинская	Барлык- Майлинская	
		алакольская	Алакольская межгорная равнинная	
XVI. Северо- Тяньшань- ская низкогорно- высокогорная	пустын- ная	северо- тянь- шаньская	Шу-Илейская низкогорная низкогорно- высокогорная	 Шу-Илейские горы
			Кетменьская низкогорно- среднегорная	
			Киргизская низкогорно- высокогорная	
			Илейская межгорно- равнинная	 Илейский Алатау
<i>Область</i>	<i>Зона</i>	<i>Подзона</i>	<i>Провинция</i>	<i>Природно-территориальный комплекс (ПТК)*</i>
XVII Западно- Тяньшань- ская низкогорно- высокогорная	пустын- ная	западно- тянь- шаньская	Таласская низкогорно- высокогорная	
			Каратауская низкогорно- среднегорная	

Влияние хозяйственной деятельности на природно-территориальные комплексы

Все природные комплексы равнин и горных территорий Казахстана в различной степени испытывают влияние хозяйственной деятельности человека. Эта деятельность является мощным фактором изменения природных (естественных) ландшафтов и развития новых – антропогенных.

Антропогенные процессы преобразования природных систем локализованы в пределах хорошо освоенных территорий Центрального Казахстана, Восточного Приаралья, Северного Тургая, Западного Казахстана в районах добычи нефти и газа, на территории населенных пунктов. Строительство и эксплуатация гидротехнических сооружений без учета ландшафтных условий приводят к увеличению роли антропогенных (техногенных) процессов в современной структуре природных комплексов.

Изменения геолого-геоморфологической основы ландшафтов в связи с освоением природных ресурсов характеризуются следующими особенностями: изменением ландшафтной структуры, литогенной основы, усилением интенсивности современных геодинамических процессов.

Ландшафты Центрального Казахстана относятся к системе аридных природных комплексов и развиваются в условиях проявления как природных, так и антропогенных процессов. Знание структуры ландшафтов региона дает достаточно полную и всестороннюю информацию о региональных особенностях, свойствах, потенциальных возможностях использования ресурсов геологической среды и возможностях прогнозирования региональных тенденций изменения и развития ландшафтов. По особенностям геолого-геоморфологической дифференциации в зависимости от местных физико-географических условий и процессов природно-территориальные комплексы характеризуются высоким уровнем упорядоченности, проявляющейся в преобладании резко выраженных природных границ, которые имеют преимущественно литогенную предопределенность.

Аридные ландшафты Центрального Казахстана – особая категория динамичных природных комплексов, отличающихся своеобразной организацией, слабой устойчивостью, механизмом внутривидовых связей при антропогенном воздействии.

Анализ современной структуры природных комплексов с учетом усиливающихся хозяйственных нагрузок дает возможность выделить наиболее существенные типы антропогенных преобразований литогенной основы ландшафтов: горнодобывающая промышленность, гидротехническое строительство, сельскохозяйственное воздействие, промышленное и гражданское строительство. Наиболее существенные изменения, часто с негативными последствиями возникают в районах развития

горно-добывающей промышленности (Карагандинский, Экибастузский угольные бассейны, районы добычи цветных металлов – Жезказган, Саяк, Коунрад, железных руд – Каражал и другие). В этих районах сформировались новые природно-технические системы в условиях существенного изменения геологической среды с антропогенными формами рельефа: карьерами, терриконами, земельными выемками, горными отвалами, насыпями и др.

Мощность горных отвалов достигает 50–100, местами 300 м, терриконов – 80–100 м и более с диаметром в 200–300 м. Данные формы преобразуются и разрушаются геодинамическими процессами, которые ранее не были свойственны для естественных геосистем. К основным процессам относятся: эрозия, дефляция, оползни, оплывины, обвалы, просадки. Формирующиеся карьерно-отвальные комплексы представляют пример глубокого воздействия хозяйственной деятельности на литогенную основу ландшафтов. Антропогенные изменения природных комплексов обусловлены также гидротехническим строительством. Для Центрального Казахстана это канал Ертіс-Караганда им. К.И. Сатпаева и ряд других. Влияние канала на природно-территориальные комплексы проявляется, прежде всего, в подъеме уровня грунтовых вод вблизи самого гидротехнического сооружения. Можно выделить две зоны влияния: *зона прямого ландшафтно-экологического влияния* канала на территорию шириной до 300 м от уреза воды по обе его стороны, где произошла трансформация ландшафтов в результате производства земляных работ, а это сопровождалось перестройкой других комплексов; *зона косвенного ландшафтно-экологического влияния* канала шириной до 60 км, куда входят массивы искусственного орошения земель и обводненные пастбища.

Сельскохозяйственное воздействие на геолого-геоморфологическую основу природных комплексов проявляется в перераспределении в районах освоения земель зон денудации и аккумуляции, развитии новых геодинамических процессов, в первую очередь, ветровой эрозии, вторичного засоления, создании на месте естественных природных комплексов аграрных (районы освоения целинных и залежных земель).

Значительно изменяет структуру природных ландшафтов

промышленное и гражданское строительство. В результате большого объема земляных работ формируются техногенные грунты – основа развития культурных ландшафтов. Особенно интенсивно этот процесс протекает в местах размещения производственно-территориальных и агропромышленных комплексов, на урбанизированных территориях (Карагандинский, Павлодар-Экибастузский, Жезказганский, Каратау-Жамбылский ТПК и др.).

Современная антропогенная нагрузка на ландшафты создает напряженную экологическую ситуацию в указанных регионах. Устанавливаются критические состояния ландшафтов, приводящие к нарушению их устойчивости.

В целях предупреждения негативных последствий техногенного влияния необходимы разработка ландшафтно-экологического прогноза с учетом региональных особенностей территории, применение мероприятий по охране и рациональному природопользованию. Этим вопросам в настоящее время уделяется особое внимание.

Контрольные вопросы

1. Какие критерии положены в основу выделения природных зон?
2. Дать обоснование границ выделения пустынной зоны и деления ее на подзоны?
3. Какие изменения произошли в лесостепных и степных ландшафтах Северного Казахстана под влиянием хозяйственной деятельности человека?
4. Почему выделяется полупустынная зона?
5. Какие критерии положены в основу выделения типов высотной поясности горных ландшафтов?
6. Какие таксономические единицы используются для физико-географического районирования?
7. Какие типы высотной поясности ландшафтов характерны для гор Юго-Восточного Казахстана?
8. Сколько физико-географических стран, областей и провинций выделено в пределах равнинных территорий Казахстана?

Задания для самостоятельной работы

1. Составить карту-схему природных зон Казахстана
2. Дать сравнительную характеристику природно-территориальных комплексов северной и южной пустыни.
3. Охарактеризуйте природно-территориальные комплексы Зайсанской, Алакольской и Илейской межгорных впадин.

Рекомендуемая литература

1. Атлас Казахской ССР. Природные условия. – М.: ГУГК, 1982. – Т. 1.
2. Гельдыева Г.В., Веселова Л.К. Ландшафты Казахстана. – Алма-Ата: Ғылым, 1992. – 176 с.
3. Гвоздецкий Н.А., Николаев В.А. Казахстан. – М.: Мысль, 1971. – 295 с.
4. Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. – М.: Высшая школа, 1991. – 366 с.
5. Природное районирование Северного Казахстана. – М.: АН СССР, 1960. – 468 с.
6. Природно-мелиоративное районирование равнинного Казахстана / Отв. ред. Ж.У. Аханов. – Алматы: Ғылым, 1993. – Ч. 1–2.
7. Чигаркин А.В. Геоэкология Казахстана. Географические аспекты природопользования и охраны природы: учебное пособие. – Алматы: Казак университеті, 2006. – 414 с.
8. Чупахин В.М. Природное районирование Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1970. – 263 с.

1. Экологическая безопасность Казахстана (мифы и реальность) / Ю.А. Габов, В.Э. Кист, А.В. Борисенко и др. – Астана, 2006. – 542 с.
2. Горбунов А.П. Географические названия Центральной Азии: загадки, нелепости и проблемы // Байтерек. – 2008. – № 6 (33).
3. Казахстан. Природные условия и естественные ресурсы СССР / Под ред. Б.А. Федоровича. – М.: Наука, 1969. – 482 с.
4. Карпачевский Л.О. Зеркало ландшафта. – М.: Мысль, 1983. – 156 с.
5. Науменко А.А. Мелиоративная география Казахстана. – Алматы: Казак университеті, 2004. – 142 с.
6. Национальный атлас Республики Казахстан. Том 1. – Алматы, 2006.
7. Республика Казахстан. Природные условия и ресурсы. – Алматы, 2006. – 505 с.
8. Чупахин В.М. Физическая география Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1968.
9. Яворская В.Н. Краткий топонимический словарь казахских географических названий и русских географических терминов. – Петропавловск, 2002.

О г л а в л е н и е

От редактора	3
Введение	6
Глава 1 ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В КАЗАХСТАНЕ	9
Первые отрывочные сведения о Казахстане (с древних времён до первой четверти XVIII века)	9
Исследования природы Казахстана экспедициями российских учёных (до середины XIX века)	11
Исследования природы Казахстана экспедициями российских учёных (до начала XX века)	14
Исследования природы Казахстана экспедициями российских учёных в начале XX века	18
Исследования природы Казахстана в советское время (1918-1945 гг.)	21
Исследования природы Казахстана во второй половине XX века (до 1991 г.)	24
Исследования природы Казахстана в конце XX – начале XXI века	28
Контрольные вопросы	31
Задания для самостоятельной работы	31
Рекомендуемая литература	31
Глава 2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	33
Основные черты геологического развития территории	34
Палеогеография	47
Четвертичные отложения и палеогеография неоплейстоцена и голоцена	58
Палеогеография	61
Многолетняя мерзлота и современные криогенные процессы	63
Полезные ископаемые	70
Контрольные вопросы	84
Задания для самостоятельной работы	84
Рекомендуемая литература	85

Глава 3	ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ	86
	Типы рельефа	86
	Геоморфологическое районирование.....	90
	Рельеф платформенных равнин	92
	Горные территории.....	126
	Контрольные вопросы	158
	Задания для самостоятельной работы	158
	Рекомендуемая литература	159
Глава 4	КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ.....	160
	Факторы формирования климата	160
	Режим отдельных элементов климата.....	164
	Метеорологические явления	170
	Особенности режима погоды по сезонам года.....	172
	Характерные особенности климата и климатическое Районирование	176
	Контрольные вопросы	182
	Задания для самостоятельной работы.....	182
	Рекомендуемая литература	183
Глава 5	ПОВЕРХНОСТНЫЕ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ.....	184
	Распределение и характеристика современного оледенения	185
	Гидрометрическая характеристика и экологические проблемы рек	192
	Внутриконтинентальные моря и озёра	203
	Подземные воды	219
	Контрольные вопросы	223
	Задания для самостоятельной работы.....	223
	Рекомендуемая литература	223
Глава 6	ТИПЫ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И БОТАНИКО- ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	225
	Типы растительности и их структурно-динамические особенности.....	226
	Ботанико-географическое районирование	246
	Антропогенные изменения растительности	253
	Контрольные вопросы	257
	Задания для самостоятельной работы.....	257
	Рекомендуемая литература	257
Глава 7	ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ	259
	Основные особенности почвенного покрова	261
	Почвы равнинных территорий.....	263
	Почвы горных и предгорных территорий.....	276
	Антропогенные изменения почв	292
	Контрольные вопросы	296

	Задания для самостоятельной работы.....	297
	Рекомендуемая литература	297
Глава 8	ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ	
	ЖИВОТНОГО МИРА	298
	Основные факторы формирования животного мира	299
	Горизонтальная и вертикальная зональность фауны и зоогеографическое районирование	306
	Интразональность и экстразональность животного мира	316
	Животный мир рек и водоёмов.....	319
	Животные – возбудители болезней человека.....	322
	Контрольные вопросы.....	324
	Задания для самостоятельной работы.....	325
	Рекомендуемая литература	325
Глава 9	ПРИРОДНЫЕ ЗОНЫ И ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ	
	РАЙОНИРОВАНИЕ.....	326
	Природные зоны платформенных равнин	328
	Высотные пояса гор.....	342
	Физико-географическое районирование.....	345
	Влияние хозяйственной деятельности на природно-территориальные комплексы	350
	Контрольные вопросы.....	356
	Задания для самостоятельной работы.....	357
	Рекомендуемая литература	357
Литература		358

Учебное издание

*Вилесов Евгений Николаевич
Науменко Александр Антонович
Веселова Лариса Константиновна
Аубекеров Болат Жагфарович*

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ КАЗАХСТАНА

Учебное пособие

Редактор *В.Н. Сейткулова*
Компьютерная верстка *Т.Е. Сапаровой*

ИБ № 4689

Подписано в печать 04.12.09. Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная.

Печать RISO. Объем 22,06 п.л. Тираж 500 экз. Заказ № 609.

Издательство «Казак университеті» Казахского национального
университета им. аль-Фараби, 050040, г. Алматы, пр. аль-Фараби, 71. КазНУ.

Отпечатано в типографии издательства «Казак университеті».