

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Владимирский государственный университет
имени Александра Григорьевича и Николая Григорьевича Столетовых»

И. А. Карлович М. М. Пахомов

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Учебное пособие для вузов

*Рекомендовано УМО в области естественнонаучного образования
по профилю геология и география в качестве учебного пособия
для студентов естественно-географических специальностей вузов*



Владимир 2015

УДК 911.2(075.8)
ББК 26.829(051)я7
К23

Рецензенты

Доктор геолого-минералогических наук, профессор
Российского государственного педагогического университета
имени А. И. Герцена
В. В. Гавриленко

Кандидат географических наук, профессор
зав. кафедрой географии Московского государственного открытого
педагогического университета имени М. А. Шолохова
В. В. Волгин

Карлович, И. А. Физическая география Северной Евразии :
К23 учеб. пособие для вузов / И. А. Карлович, М. М. Пахомов ; Владим.
гос. ун-т им. А. Г. и Н. Г. Столетовых. – Владимир : Изд-во ВлГУ,
2015. – 336 с.

ISBN 978-5-9984-0638-6

Даны основополагающие аспекты физической географии Северной Евразии (в рамках бывшего СССР). При рассмотрении материалов по геологии, тектонике и другим компонентам природы анализ выходит за рамки ближнего зарубежья. Наряду с общеизвестными сведениями о природе Северной Евразии приведены результаты исследований и обобщений, выполненных авторами в содружестве с производственными и научными коллективами. Изложены общие сведения о геологическом строении и эволюции природы регионов, рельефе, минеральных и рекреационных ресурсах, климатообразующих факторах, о распространении и разнообразии почв, растительности и животного мира, роли компонентов природы в сложной системе «природа – хозяйство – население» с целью оптимизации условий жизнедеятельности человека, мероприятий по преобразованию и охране природы.

Предназначено для студентов педагогических вузов России, обучающихся по специальности 032500 «География», а также экологов и всех интересующихся географией родного края.

УДК 911.2(075.8)
ББК 26.829(051)я7

ISBN 978-5-9984- 0638-6

© Карлович И. А., Пахомов М. М., 2015

ПРЕДИСЛОВИЕ - 1

Физическая география является комплексным фундаментальным учением о природе Земли с ее непосредственными красотами, богатствами природных ресурсов, разнообразием ландшафтно-климатических условий. Северная Евразия, занимающая более 1/6 части поверхности Земного шара, во многом оригинальна и своеобразна. Физическая география этой обширной территории много лет привлекала внимание географов, геологов, геоморфологов, биологов, экологов и исследователей других направлений. Накоплен огромный материал разнопланового характера.

Авторы, отдавая должное исследователям и коллективам, научным школам, сделали попытку обобщить накопленный материал по географии, геологии, рельефу, полезным ископаемым, поверхностным, подземным водам, морям и рекам, а также компактно суммировать материалы по эволюции ландшафтно-климатических условий Северной Евразии в кайнозой. По многим направлениям физической географии авторы использовали свой материал, полученный в полевых экспедициях и маршрутах по Памиру, Тянь-Шаню, Копетдагу, Кольскому полуострову, Алтаю, Камчатке, Кавказу, Карпатам, Крыму, Забайкалью и Сахалину.

Так как геология и тектоника территорий являются ведущими компонентами природы, определяющими рельеф, растительность, животный мир и границы природных компонентов, и влияют на размещение отраслей хозяйства, поэтому, именно геологии и тектонике отводится приоритетное место в структуре предлагаемого учебного пособия.

Авторы благодарны О.М. Пахомовой, И.О. Богданову, которые оказали большую помощь в процессе подготовки компьютерного варианта текста пособия.

С уважением, авторы.

ПРЕДИСЛОВИЕ - 2

Северная Евразия представляет собой крупный блок природных ландшафтов, объединяемых общностью длительного геоисторического развития, а также сходством многих природных черт. Южные рубежи Северной Евразии ограничены системой складчатых и глыбовоскладчатых гор, образующих своеобразное, огромное орографическое полукольцо: Карпаты, Крымские горы, Кавказ, Копетдаг, Памиро-Алай, Тянь-Шань, горы Южной Сибири и Дальнего Востока. Севернее этих горных систем в виде амфитеатра простираются крупные равнины, в том числе Восточно-Сибирская возвышенная равнина. Логично рассматривать природу этого крупного блока земной поверхности в комплексе, не отрывая отдельные ее части от целого. В последние годы школьные и вузовские учебники в курсе физической географии России исключают из общего рассмотрения такие территории, как Украина и Белоруссия, Средняя Азия и Казахстан, Прибалтика и Закавказье. Под влиянием политических событий меняется программа курса по естественным дисциплинам, в том числе и в курсах физической географии России. Зададим вопрос, как рассматривать природу Прикаспийской низменности без рассмотрения ее казахстанской части? Как рассматривать Восточно-Европейскую равнину без ее украинской, белорусской и прибалтийской частей? Как можно рассматривать особенности природы Кавказа без рассмотрения южного мегасклона Большого Кавказа и без рассмотрения Кура-Араксинской и Колхидской низменностей? Делать так, значит, в угоду политическим событиям отрывать от рассмотрения физикогеографических стран естественным образом соединенные с ними области и провинции российского порубежья. Кроме того, необходимо учесть историчность вопроса. Россия всегда была исторически и экономически связана с Казахстаном и Средней Азией, с Закавказьем и Прибалтикой, не говоря уже о том, что Белоруссия и Украина прошли долгий исторический путь вместе с Россией. Экономические и культурные связи с этими территориями всегда были приоритетными для России. Эти связи потревожены новейшими событиями, но не нарушены. Они в настоящее время настойчиво восстанавливаются. Все это позволяет считать, что в школьных и вузовских курсах по естественным дисциплинам (физическая география, геология, климат, растительный покров и проч.) нельзя отделяться от сопредельных территорий Северной Евразии. Это ведет к недосказанности и к неполноте изложения материала. Комплексное рассмотрение материала сохраняет естественный взгляд на Северную Евразию, как на единое физикогеографическое пространство.

Отметим, что Государственный образовательный стандарт высшего профессионального образования по специальности 032500-география предусматривает изложение материала по всей территории СНГ. Авторы, долгое время, читающие в университете курсы геологии и физической географии, сочли необходимым курс физической географии России представить в ее естественном сочетании с территориями России и стран Российского порубежья.

Авторы: Карлович И.А.
Пахомов М.М.

ВВЕДЕНИЕ

Северная Евразия представляет собой крупный блок природных ландшафтов, объединяемых общностью длительного геосторического развития, а также сходством многих природных черт. Южные рубежи Северной Евразии ограничены системой складчатых и глыбовоскладчатых гор, образующих своеобразное, огромное орографическое полукольцо: Карпаты, Крымские горы, Кавказ, Копетдаг, Памиро-Алай, Тянь-Шань, горы Южной Сибири и Дальнего Востока. Севернее этих горных систем в виде амфитеатра простираются крупные равнины, в том числе ВосточноСибирская возвышенная равнина. Логично рассматривать природу этого крупного блока земной поверхности в комплексе, не отрывая отдельные ее части от целого. В последние годы школьные и вузовские учебники в курсе физической географии сии исключают из общего рассмотрения такие территории, как Украина и Белоруссия, Средняя Азия и Казахстан, Прибалтика и Закавказье. Под влиянием политических событий меняется программа курса по естественным дисциплинам, в том числе и в курсах физической географии России. Зададим вопрос, как рассматривать природу Прикаспийской низменности без рассмотрения ее казахстанской части? Как рассматривать Восточно-Европейскую равнину без ее украинской, белорусской и прибалтийской частей? Как можно рассматривать особенности природы Кавказа без рассмотрения южного мегасклона Большого Кавказа и без рассмотрения Кура-Араксинской и Колхидской низменностей? Делать так, значит, в угоду политическим событиям отрывать от рассмотрения физикогеографических стран естественным образом соединенные с ними области вопроса. Россия всегда была исторически и экономически связана с Казахстаном и Средней Азией, с Закавказьем и Прибалтикой, не говоря уже о том, что Белоруссия и Украина прошли долгий исторический путь вместе с Россией. Экономические и культурные связи с этими территориями всегда были приоритетными для России. Эти связи потревожены новейшими событиями, но не нарушены. Они в настоящее время настойчиво восстанавливаются. Все это позволяет считать, что в школьных и вузовских курсах по естественным дисциплинам (физическая география, геология, климат, растительный покров и проч.) нельзя отделяться от сопредельных территорий Северной и провинции российского порубежья. Кроме того, необходимо учесть историчность Евразии. Это ведет к недосказанности и к неполноте изложения материала. Комплексное рассмотрение материала сохраняет естественный взгляд на Северную Евразию как на единое физикогеографическое пространство.

Отметим, что Государственный образовательный стандарт высшего профессионального образования по специальности 032500 география предусматривает изложение материала по всей территории СНГ. Авторы, долгое время читающие в университете курсы геологии и физической географии, сочли необходимым курс физической географии России представить в ее естественном сочетании с территориями России и стран российского порубежья.

ГЛАВА 1.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОТКРЫТИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

История географических открытий и освоения недр России и порубежья, занимающих основное пространство Северной Евразии, уходит в далекое прошлое. Можно выделить ряд этапов, показывающих процесс расширения наших знаний о природе и богатствах этой огромной территории.

До землепроходцев. Уже к XII в. новгородские купцы и служилые люди освоили весь Европейский Север — от Кольского полуострова до Печоры и даже переходили Урал. Кроме того, они вывозили товары на Запад, к «немцам» и в Низовье (Ока, Средняя Волга), плавали по Студеному морю, поднимались к Онежской губе. Новгородцы торговали так же с Югрой, территорией и народами, обитавшими между Печорой и Нижней Обью. Еще в XI в. о землях за Уралом упоминалось в записках Новгородской вольницы. Эти земли (племена Югра) платили в XII в. Новгороду дань. Уже к XIV в. была сформирована цепь низовых поселков и княжеских заимок от Верхней Волги, через Вагу, вдоль Северной Двины до ее устья и далее — по берегам Белого моря. Великий Устюг был в то время подвластен новгородцам. В XV в. Московия объединила все северные земли. Русские поморы уходили на промысел на своих небольших судах далеко в море. Именно охотники и зверобой впервые открыли Новую Землю, а в XVI в. она уже ежегодно посещалась русскими. Большинство имен этих смелых людей для истории не сохранилось. Но можно вспомнить, что в 1483 г. Федор Курбский-Черный и Иван Салтык-Травин совершили первый, исторически доказанный поход на Иртыш (в «Сибирскую землю»). И это был уже не просто отряд новгородцев, в него входили устюжане, вычегжане, вологджане, пермяки и т. д. Татары, жившие по Нижнему Тоболу и Иртышу, в середине XVI в. были покорены ханом Кучумом, одним из потомков завоевателей из Бухары. С этого времени Сибирь стала непроходимой для русских. Но еще до похода Ермака некоторые татарские князья платили русским дань соболями. Они искали заступничества от наступавших на них бухарцев. В 1557 г. Кучум вторгся на Иртыш, а позже делал набеги даже в верховья Камы. Ядром «Кучумова Царства» была часть Западной Сибири, расположенная в треугольнике между Тоболом и Иртышом. Он заставил платить себе дань и манси, живших по обе стороны Иртыша, севернее устья Тобола, вплоть до Нижней Оби. Южные границы влияния Кучума доходили, вероятно, вплоть до казахского мелкосопочника.

В сентябре 1581 г. на восток выступил отряд Ермака. Отряд сначала проследовал вверх по Чусовой (рис. 1.1). Далее путь лежал волоком до р. Баранчи, текущей к Тоболу. Низовьев Тобола отряд Ермака достиг только летом 1582 г. Возле устья Тавды Ермак получил от одного сибирского татарина точные сведения о войске Кучума. Вскоре состоялось сражение. Кучумово войско было разбито Ермаком 1 августа 1582 г. Дальнейший путь Ермака и его гибель связаны с Тоболом недалеко от впадения в него р.Тавды. Значение похода Ермака оценивается не только разгромом Кучума, но и тем, что речные пути Западной Сибири и приречные области были хорошо разведаны русскими. Это облегчало дальнейшее движение русских в Сибирь и далее — на Восток. В 1598 г., после разгрома хана Кучума, новая «Сибирская земля» была включена в

ГЛАВА 1.

состав Русского государства, и движение русских землепроходцев «встреч солнца» еще более усилилось.

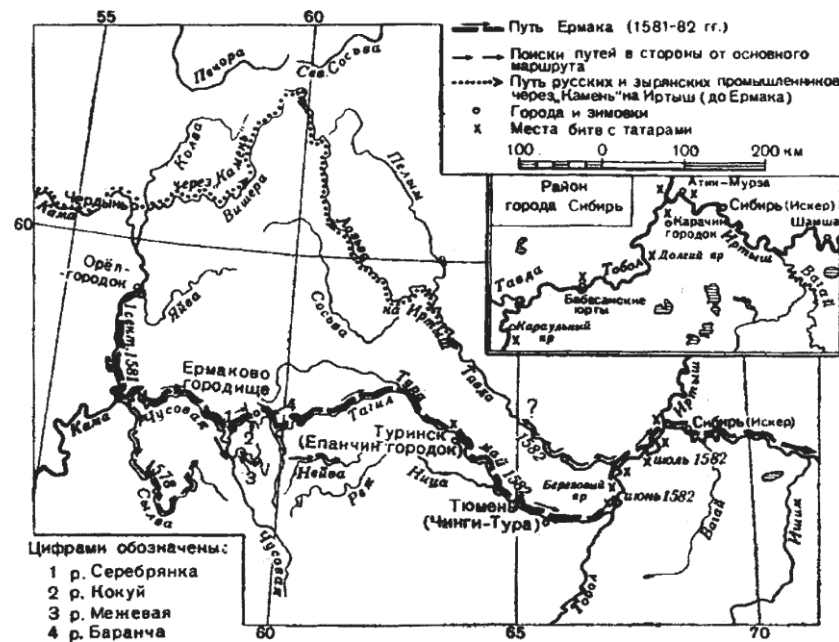


Рис. 1.1. Поход на Сибирь Ермака Тимофеевича (1581–1582 гг.)

Землепроходцы.

Отряд землепроходцев Ивана Юрьева Москвитина в 1693 г. первым вышел на берег Тихого океана и этим был завершен великий географический подвиг, начатый Ермаком в 1581–1584 гг. После Ермака началось освоение Сибири. Уже в 1586 г. был построен Тюменский острог, Тобольский городок и многие другие поселения. Отметим, что русские землепроходцы не просто торговали и расселялись. В «наказной грамоте» отправлявшимся на Тобол предписывалось: «...Ездить по обе стороны реки и того смотреть, каковы у тое великие реки береги, и есть ли на них какие выметы (наносы, мели) и есть ли какие угожие места и лес, который бы к судовому и ко всякому делу пригодился, или горы, да буде горы и какие горы, каменные ль, и сколь вы соки, и есть ли на них какой лес или степные места и откуда та река выпала, и куда устьем и в которую реку или в море впала, и рыбная ль река и какова в ней вода, и мечет ли из себя вон на берег какой зверь, и есть ли...». Как видно, землепроходцы ставили перед собой множество хозяйственных и географических задач. Пути землепроходцев расширились (рис. 1.2).

Тюменский острог, Тобольский городок и многие другие поселения. Отметим, что русские землепроходцы не просто торговали и расселялись. В «наказной грамоте» отправлявшимся на Тобол предписывалось: «...Ездить по обе стороны реки и того

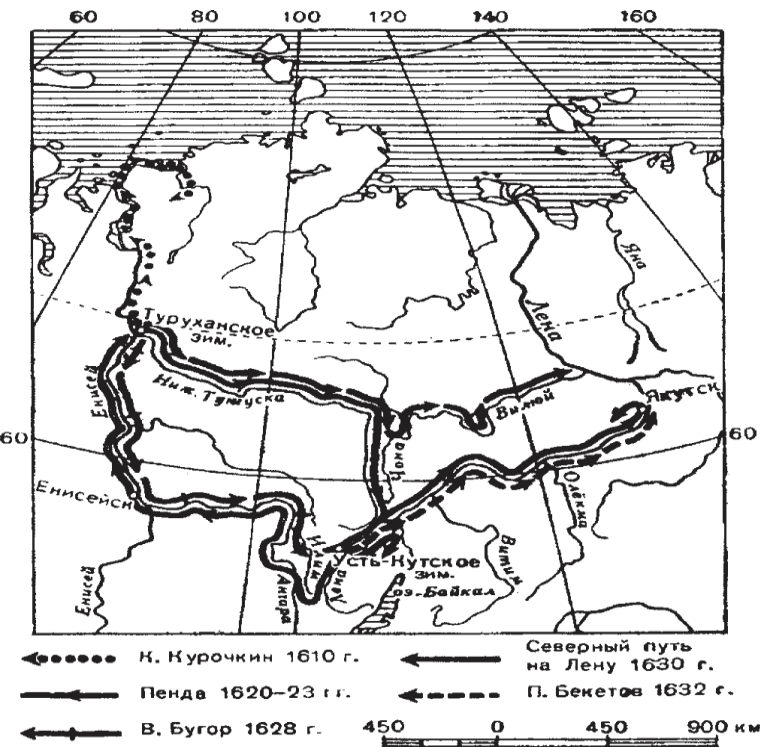


Рис. 1.2. Пути землепроходцев с Енисея на Лену

В 1604 г. через Обь они достигли р. Томь, где на правом берегу построили Томский острог. В 1620 г. промышленник Пенда с товарищами поднялся по Нижней Тунгуске до ее верховьев, перешли на Лену и поднялись до ее верховьев, а затем, пройдя степью, достигли Ангары, по которой вновь спустились к Енисею. Уже в 1628 г. был основан острог Красный Яр, ныне город Красноярск.

Землепроходцы стремились все далее и далее на восток. В 1630 г. на р. Лену отправился атаман Иван Алексеев Галкин, поскольку узнал от якутов, что «Якольская земля людна и скотна, и скот великий есть, и кони, и коровы, и овцы, а живут де они на край Лены реки». Галкин совершил плавание по Лене, поднимался по Алдану, был на Витиме, Олекме, Вилное и т. д. В 1632 г. был основан Якутский острог (ныне г. Якутск). Служилые люди двигались все севернее и восточнее. Они прошли на «захребетные реки», лежащие за Верхоянским хребтом, достиг ли Яны и Индигирки, куда за несколько лет до этого русские люди прошли морским путем.

Землепроходцы, выйдя на Обь, Енисей и Лену, стали строить кочи (коч — древнерусское морское палубное судно длиной около 25 м), на которых спускались в низовья рек, достигали моря и следовали на восток вдоль арктического побережья. Все предпринятые до этого попытки англичан и голландцев найти северо-восточный проход в Тихий океан кончились неудачей. Они не могли преодолеть ледовые преграды Карского моря. Русские мореходы, более умелые и смелые, смогли пройти к устьям великих сибирских рек, так называемым Мангазейским ходом — из Двины, Мезени и Печоры в Западную Сибирь. Интересно и важно отметить, что Мангазейский морской ход в 1619 г. был запрещен царским указом из-за возможности проникновения иностранцев в Сибирь, что для государства Российского было крайне нежелательно.

Плавание на восток от Лены до Яны впервые совершил Иван Рябов. Долгое время считалось, что Таймырский полуостров впервые обошел в конце XIX в. норвежский путешественник Норденшельд. Но еще 250–260 лет до Норденшельда Таймырский полуостров был обойден русскими землепроходцами — мореходами. Это выяснилось, когда в 1940–1941 гг. на о. Фаддея, в процессе экспедиционных изысканий, были найдены многочисленные предметы быта и охоты русских людей, от носящиеся ко времени их пребывания здесь около 1618 г. Лену и Алдан русские в это время уже посещали. Но землепроходцы узнали, что за хребтом Джугджур есть море. В 1639 г. этот хребет был преодолен, и в устье р. Ульи, впадающей в Охотское море, было основано зимовье Ивана Москвитина. Это первое известное нам поселение русских людей на берегах Тихого океана.

Землепроходцы, пройдя за 58 лет от Урала до Тихого океана, не только присоединили Северную Азию к Московскому государству, но и открыли великие реки мира, Обь, Енисей, Лену, горные хребты и на роды, о которых не знали европейские географы. Север Сибири и выход к Тихому океану были частью большого государственного плана освоения восточных земель. Уже в середине XVII в. русские проникли на юг Сибири и Дальнего Востока. Здесь важно упомянуть героические походы Василия Пояркова и Ерофея Хабарова. Первый из них летом 1643 г. с отрядом отправился на Якутск по Лене к Алдану, а далее — до Станового хребта. Отважные землепроходцы перешли его весной 1644 г. и по Зее впервые достигли Амура, а затем берегом Охотского моря доплыли до устья р. Ульи. Здесь сомкнулся круг походов первых исследователей Тихоокеанского побережья и Амура. Хабаров попал на Амур другим путем: поднявшись от Якутска по Лене до Олекмы. После зимовки его отряд перешел водораздельный хребет и по речкам спустился к Амуру. Вот как описывает Амурский край Ерофей Хабаров: «А вниз по славной, по великой реке Амуру живут даурские люди пахотные и скотные, и в той великой реке Амуре рыба калушка, и осетры, и

ГЛАВА 1.

всякой рыбы много против Волги. А в городах и улусах луги великие и пашни есть, а леса по той великой реке Амуре темные, большие, соболя и всякого зверья много. А в земле золото и серебро виднеется».

Граница России с Китаем долго была предметом трудных дипломатических споров. Но в 1689 г. был подписан Нерчинский договор, хотя еще очень неопределенный. И только через 200 лет после Пояркова и Хабарова русский мореплаватель Г.И. Невельской, исследуя Амур и установив «ничейную землю», закрепил ее за Россией.

Продолжал осваиваться и северо-восток Сибири. Семен Дежнев и его спутники, выйдя на своих кочах из устья Колымы, обогнули «Нос» (мыс Дежнева) и дали первое его описание, а также островов в Беринговом проливе (рис. 1.3).

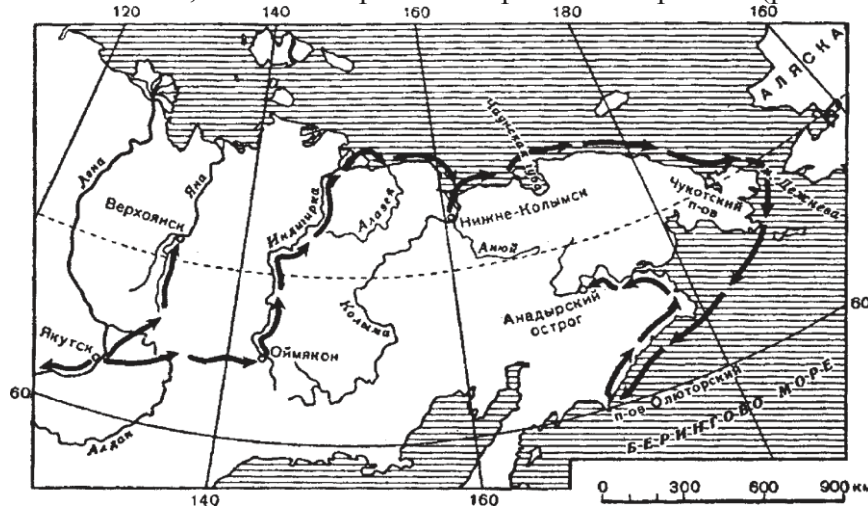


Рис. 1.3. Путь С. Дежнева из Северного Ледовитого океана в Тихий океан

«А против того Носу, — сообщает Дежнев, — есть два острова, а на тех островах живут чуччи... А лежит тот Нос промеж север на полуношник (северо-северо-восток), а с

Русскою сторону Носа признака: вышла речка... и Нос поворотит кругом к Онадыри реки трое суток...» Главная заслуга Семена Дежнева в том, что он с товарищами, пройдя последний участок Северного Ледовитого океана, первым обогнул восточную окраину Азии и открыл пролив, отделяющий ее от Америки.

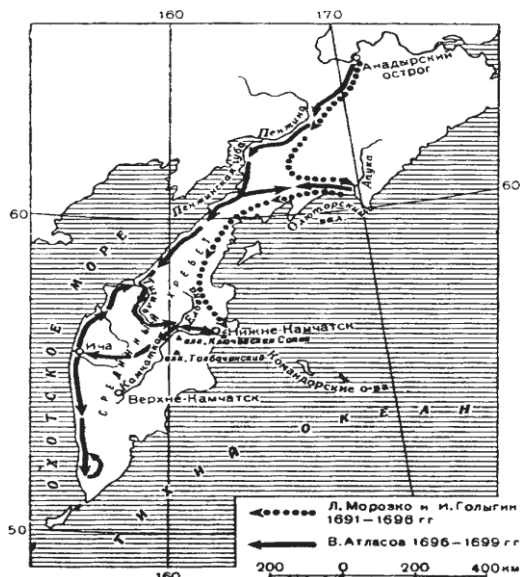


Рис. 1.4. Поход Атласова на Камчатку

Камчатку русские знали уже в конце XVII в. В 1691–1696 гг. там побывали Л. Морозко и И. Галыгин. К самому концу XVII в. относится знаменитая экспедиция В. Атласова (рис. 1.4).

Им было проведено первое исследование Камчатки и дано достаточно детальное описание природы полуострова. В начале XVIII века трижды плывал с Камчатки на Курильские острова Иван Козыревский, который составил чертёж и описание Курильских островов и собрал сведения о путях в Японию. По заданию Петра I молодые геодезисты Иван Евреинов и Федор Лужин в 1720–1721 гг. составили карты Камчатки,

части Курильских островов и некоторых сибирских районов, и представили государю отчет и карты.

От эпохи Петра I. По личному указу Петра I в 1714 г. для постройки судна и установления морского сообщения с Камчаткой был послан из Якутска в Охотск Кузьма Соколов. Построив судно, он положил начало морского сообщения в дальневосточных водах. Но были и более грандиозные планы. Ф.С. Салтыков составил проект «О взыскании свободного пути морского от Двины реки до Омурского устья и до Китая». Именно об этом мечтал Петр I: возможность торговать со странами Востока, разыскать неведомые земли, узнать географию этих мест, уточнить границы государства Российского. Поэтому в 1724 г. царь издал указ об организации экспедиции для исследования вод Тихого океана и подтвердить и описать пролив между Азией и Америкой. Начальником этой ответственной и секретной экспедиции был назначен офицер русского флота Витус Беринг, по происхождению датчанин. Начало первой Камчатской экспедиции относится к 1725 г. К 1728 г. экспедиция проделала путь от Петербурга до Нижне-Камчатского острога, а в июле 1728 г. выстроенный здесь бот «Святой Гавриил» отправился в далекий путь. Преодолев многие лишения, экспедиция Беринга прошла по неизведанным водам, открыла новые острова и вторично, после С. Дежнева, прошла по проливу, отделяющему Азию от Америки (рис. 1.5).

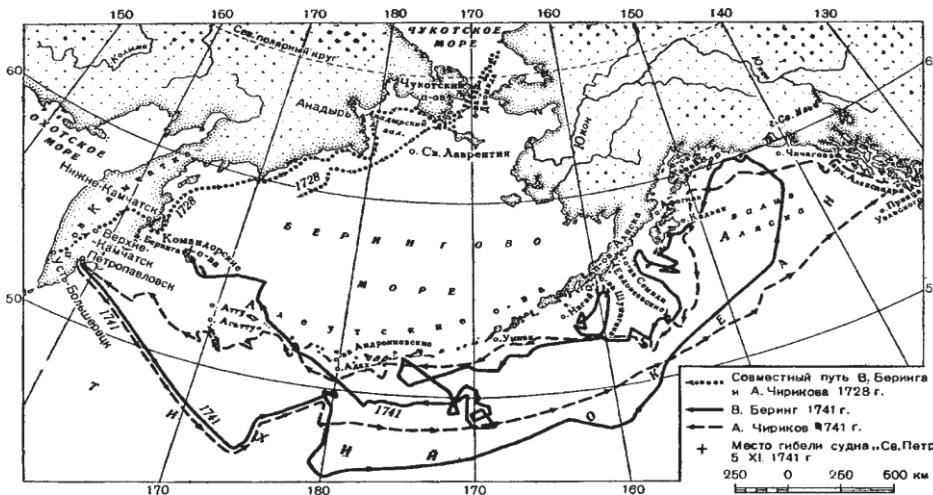


Рис. 1.5. Плавание Беринга и Чирикова в 1728–1741 гг.

Позже была организована Вторая Камчатская экспедиция, возглавить которую после трудной смерти В. Беринга (декабрь 1742 г.) было поручено А.И. Чирикову. Огромная заслуга Чирикова состоит в том, что он составил карты Тихого океана, включавшие открытия и исследования Первой и Второй Камчатских экспедиций. На этих картах впервые были обозначены побережье северо-западной Америки и Алеутские острова. Особо следует сказать о Великой Северной экспедиции (1734–1742). Общими задачами четырех ее отрядов было: описать берега Ледовитого океана от Печорского до Чукотского морей и проверить на практике возможность плавания вдоль берегов Сибири. Первый отряд в составе С. Малыгина, А. Скуратова и В. Селифонтова изучил и описал берега Карского моря, Байдарацкой и Обской губы (рис. 1.6.). Вторым отряд, под началом Д.Л. Овцына, имел задачу описать побережье между устьями Оби и Енисея (рис. 1.7). Третий отряд, под руководством Василия Прончищева, изучал берега Таймыра до устья Лены (рис. 1.8). Четвертый отряд «Ленско-Камчатский» получил особенно широкое задание — описать северные берега на восток от Лены до Берингова пролива. Начальником этого отряда был назначен швед Петр Ласиниур (рис. 1.9).

ГЛАВА 1.

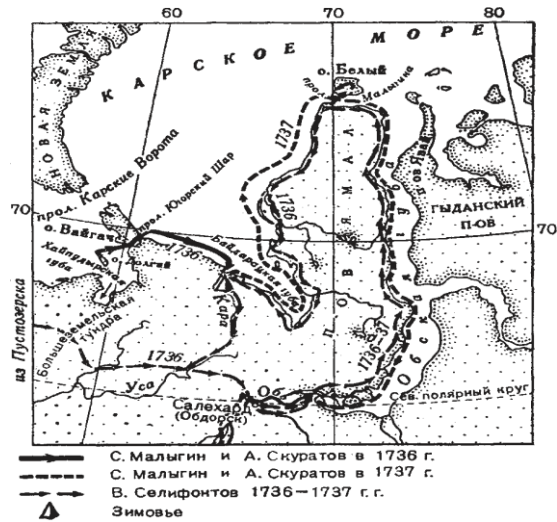


Рис. 1.6. Пути отряда Малыгина в 1736–1737 гг.

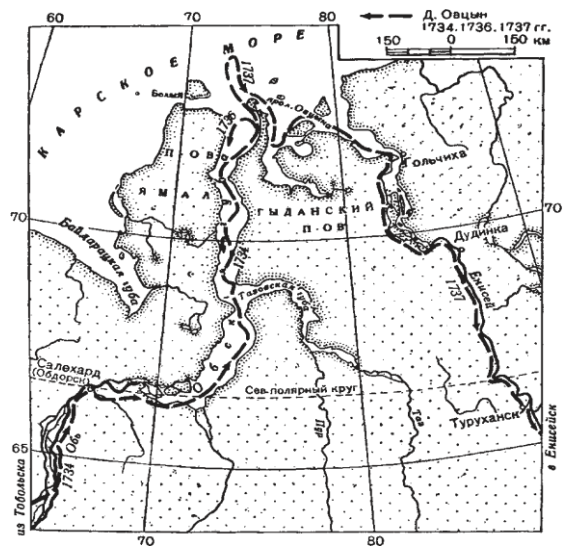


Рис. 1.7. Пути отряда Овцына в 1734, 1736, 1737 гг.

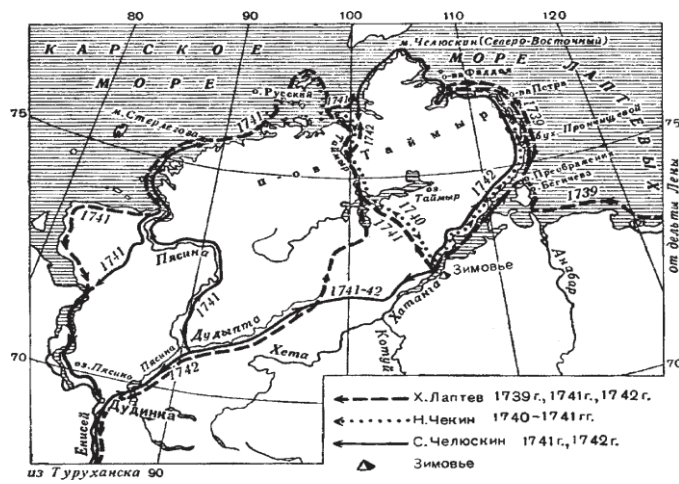


Рис. 1.8. Пути отрядов в 1739–1742 гг.

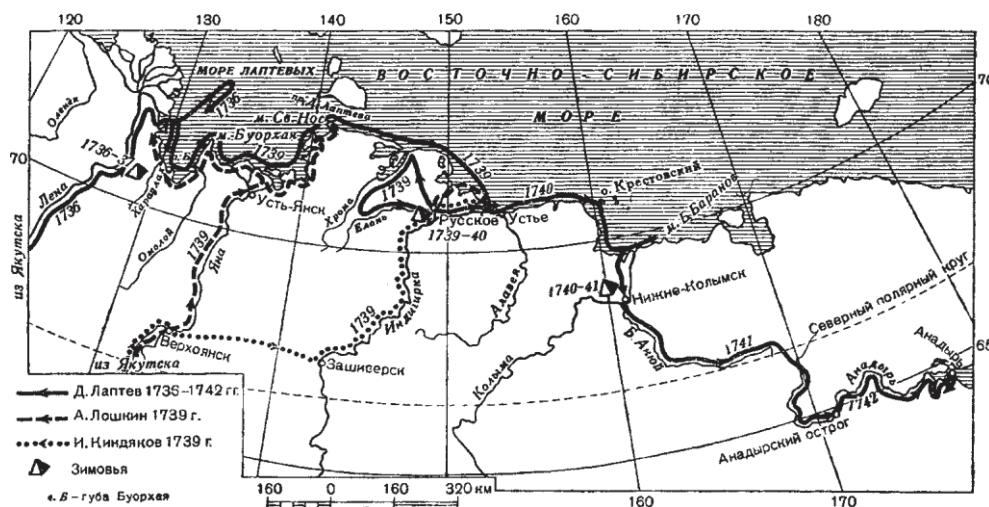
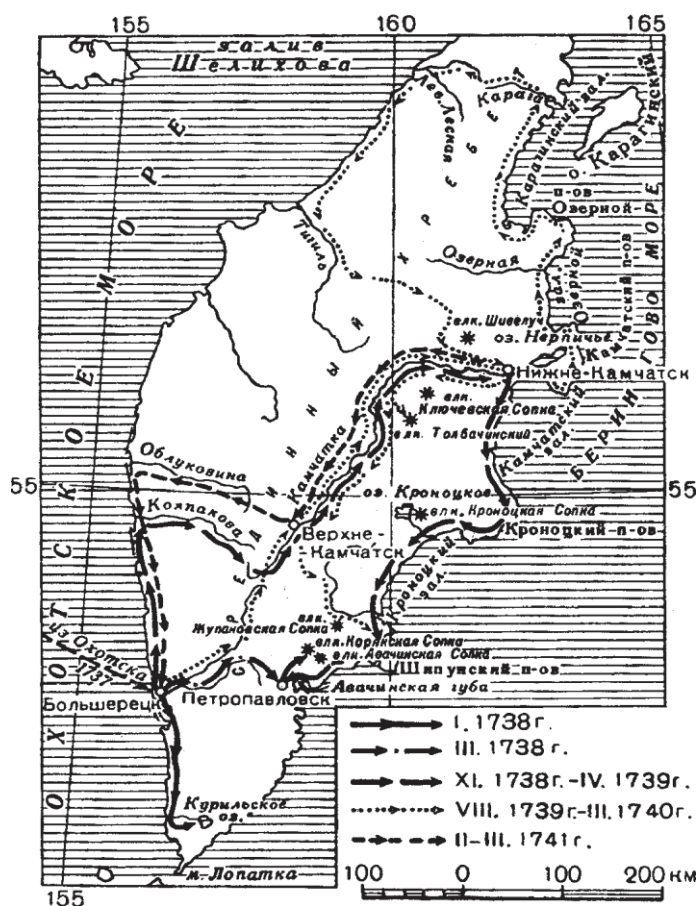


Рис. 1.9. Пути отрядов Д. Лаптева в 1739–1742 гг.

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В дальнейшем, после его гибели, отряд возглавил Дмитрий Лаптев. Результаты этой экспедиции огромны. Было завершено открытие всего материкового побережья Ледовитого океана. Положена на карту большая часть берега Восточно-Сибирского моря от устья Колымы. Описаны очертания полуострова Таймыр и его северный мыс Челюскина, а также Ямала и Гыдана, и т. д. Все эти сведения учитывались при составлении Атласа Российской империи, изданного в 1745 г.

В последующем исследовании Сибири приобретали академический характер. И.Г. Гмелин изучал Урал, юг Западной Сибири, горы Южной Сибири, Забайкалье, что было отражено в его четырехтомной монографии (впервые изданной на немецком языке) «Путешествие по Сибири с 1733 по 1743 гг.». Помощником у И.Г. Гмелина был молодой С.П. Крашенинников. Позднее он посвятил себя изучению Камчатки, что отразилось в его труде «Описания земли Камчатской», опубликованной благодаря поддержке этого издания М.В. Ломоносовым. (рис. 1.10). Великий русский ученый М.В. Ломоносов (1711–1765) в середине XVIII в. внес большой вклад в географические исследования. С 1758 г. он возглавлял географический департамент. В этот период вышли многие его труды, в которых он писал «о слоях земных», о рельефе и его развитии, о льдах, водах, почвах, о разных странах. По его инициативе и протекции состоялась, в частности, полярная экспедиция В.Я. Чичагова, целью которой было найти путь на Дальний Восток и в Юго-Восточную Азию через Внутриаρκтический бассейн и Берингов пролив.



Этой цели экспедиция не достигла, т. к. выяснилось, что задача, поставленная перед В.Я. Чичаговым, оказалась невыполнимой. В целом XVIII в. — это век комплексных академических исследований территории России. Перед участниками экспедиций в разных частях России ставилась задача — собрать сведения по климату, геологическому строению, полезным ископаемым, растительности и животному миру; подробно описать население, его хозяйство, занятия, быт, религию, археологические памятники и т. д.

С усилением академических исследований продолжались и географические путешествия в Сибирь и на Дальнем Востоке.

Рис. 1.10. Маршруты С.П. Крашенинникова по Камчатке

Здесь нельзя не упомянуть имя русского мореплавателя Г.И. Невельского. Он одним из первых в 1849 г. подтвердил, что Сахалин — это остров, а не полуостров.

ГЛАВА 1.

В 1850 г. им было изучено устье и нижнее течение Амура. Он основал Николаевский пост (ныне город Николаевск на Амуре), поднял русский флаг и объявил российскими владениями весь Приморский край «...до корейской границы и с островом Сахалин».

Большая заслуга в изучении Средней Сибири принадлежит А.Л.Чекановскому. Общая длина его рабочих маршрутов между Енисеем и Леной и между Байкалом и устьем Оленька составляет 27 тыс. км. На основе материалов, собранных этим отважным исследователем, написано несколько монографий по разным отраслям естественных наук. Карты Лены, Оленька, Нижней Тунгуски, составленные А.Л. Чекановским и его сподвижником Ф.Ф. Миллером, долгое время были единственными.

Особая страница в череде географических исследований русских географов отводится Туркестанскому краю. Каспийская экспедиция Г.С. Карелина (1832), в результате которой были обследованы берега и пространства, близкие к Каспию, было установлено периодическое изменение уровня Каспийского моря. П.П. Семенов-Тянь-Шанский первым из европейцев проник в Центральный Тянь-Шань. Нельзя не упомянуть А.П. Федченко, изучавшего внутренний Памиро-Алай, геолога И.В. Мушкетова, шесть лет (1874–1880) работавшего в Тянь-Шане, Северном Памире, изучившего систему гор на стыке Тянь-Шаня и Памира, так называемую Алайскую систему, а также пустыню Кызылкум.

Для координации всех этих исследований в 1845 г. было создано Русское географическое общество, учредителями которого были Ф.П. Литке, Ф.П. Врангель, К.И. Арсеньев, К.М. Бэр, В.И. Даль и др. Долгое время РГО возглавлял П.П. Семенов-Тянь-Шанский. Он в 1856–1857 гг. совершил экспедицию в Тянь-Шань, дал описание орографии этой горной системы, вертикальных ландшафтных поясов, описал оз. Иссыккуль.

Количество собранных сведений о природе самых дальних уголков России все более и более увеличивалось, а поэтому во второй половине XIX в. началась специализация исследований. Велись геологические, ботанические, зоологические, почвенные, климатические, этнографические и другие работы. Изучению Средней Азии большое внимание уделили Н.А. Северцев, А.П. Федченко, И.В. Мушкетов, А.Н. Краснов. А по поручению РГО Н.М. Пржевальский изучал Уссурийский край и Центральную Азию. В эти же сроки проводил свои исследования великий ландшафтовед и почвовед В.В. Докучаев (1846–1903) — основатель современного генетического почвоведения. В своих книгах «Наши степи прежде и теперь» и «Русский чернозем» он рассматривал почву как особый естественноисторический феномен природы, как особый компонент географической среды. Им был сформулирован основной географический закон — закон географической зональности. Другой исследователь этого периода А.И. Воейков (1842–1916) в своем основном труде «Клима ты Земного шара, в особенности России» (1884) на примере комплексно го анализа климатических явлений показал единство и неразрывность географической среды. Примечательно, что в 1884 г. в Московском Университете была открыта кафедра географии и этнографии, а в 1887 г. в Петербургском университете — кафедра географии и антропологии. Этим подчеркивалась все возрастающая роль географической науки. В Московском университете кафедру возглавил Д.Н. Анучин (1843–1923), учениками которого были Л.С. Берг, А.А. Борзов, Б.Ф. Добрынин и другие исследователи, труды которых широко известны.

Советскороссийские физикогеографы в XX в. участвовали в раз работке многих теоретических вопросов. Среди них А.А. Григорьев, один из создателей Института

географии РАН; Л.С. Берг — географ широчайшего профиля; И.П. Герасимов — геоморфолог, почвовед, долгое время руководивший Институтом географии РАН, разрабатывал вопросы географического прогноза; К.К. Марков — палеогеограф, много трудов посвятивший изучению древнего оледенения.

Многие внутренние регионы обширного российского пространства еще до недавнего времени оставались слабо изученными. Поэтому в советское время особенно усилились и детализировались географические и геологические исследования внутри страны. В 1932 г. было организовано Главное управление Северного морского пути, задача которого была всестороннее изучение и освоение северных морей и их побережий. Было учреждено Геодезическое управление, Всесоюзное геологоразведочное управление, расширены рамки Академии Наук. Только в октябре 1932 г. была опубликована карта Северной Земли. В центральной области Северного Ледовитого океана впервые были обнаружены глубины свыше 5000 м. Представление о морских глубинах в Арктике у полюса впервые было получено в 1937 г. в результате самоотверженной работы на дрейфующей станции «Северный Полюс» полярников И.Д. Папанина, П.П.Ширшова, Е.К. Федорова, Э.Т. Кренкеля. У полюса на 88°54' с. ш. и 21° в. д. глубина оказалась равной 4290 м. Впоследствии был открыт подводный хребет Ломоносова. Была уточнена орография Северо-Восточной Сибири и т. д. В 1937 г. был опубликован первый том, а затем последующие тома «Большого советского атласа мира», в 1950–1953 гг. издан трехтомный Морской атлас, в 1964г. - Комплексный физико-географический атлас мира и многочисленные региональные атласы. Во второй половине XX в. Северная Евразия была изучена уже достаточно детально. Итогом этого были не только публикации учебников по физической географии СССР, но и серия многотомных монографий. Так, в 1960 г. издана 12 томная серия книг о природе различных регионов страны. В период с 1966 по 1972 гг. была издана 22томная серия, посвященная детальной характеристике природы различных регионов пространства Северной Евразии. В настоящее время разноаспектные географические исследования ведутся многими коллективами географического профиля в системе АН России, а также на географических кафедрах университетов.

Географические исследования в регионах обычно сопровождались геологическими открытиями. Так, например, археолог Геннадий Зданович провел раскопки в окрестностях Оренбурга, а также около Челябинска и показал, что здесь приблизительно 1 тыс. лет до н. э. уже существовали древние поселения рудокопов по добыче меди. Выяснено, что площадь рудокопных шахт в Кургалах составляла около 140 кв. км. В древних городах в эту эпоху действовал водопровод, и была развита торговля рудой, изделиями в обмен на скот. Неподалеку от Магнитогорска также были обнаружены городские поселения. Это говорит о развитой Уральской цивилизации, в основе существования которой была добыча, разработка ценных металлов и торговля. В Средние века на территории Русской равнины получила развитие добыча известняка для строительства церквей и величественных княжеских храмов. Это мы видим во Владимиро-Суздальской земле, в Москве и других городах. Добывались железные и марганцевые бобовые руды, мусковит (в Карелии).

При Иване Грозном был образован Приказ каменных дел. В период царствования Петра I, горное дело получило значительное развитие. Урал и Алтай становятся основными поставщиками черных и цветных руд, металлов. В это время утверждается Приказ рудокопных дел, переименованный позже в так называемую Бергколлегию. Время царствования Петра I завершает период эпохи рудознатцев (с XIV в. по 1719 г.).

ГЛАВА 1.

Серия приказов Петра I (1719) позволяла и поощряла вести поиск минерального сырья на территории Российского государства. Добытые полезные ископаемые стали называться государевыми (или стратегическими по современному). Для упорядочения исследований и планомерного освоения новых восточных пространств России Петром I в 1724 г. была создана Академия наук. По инициативе М.В. Ломоносова в 1755 г. был основан Московский университет, ставший кузницей научных кадров России. В 1758 г. он возглавляет географический департамент Академии наук, добивается отправки научных экспедиций. Для руководства экспедициями привлекались молодые ученые: П.С. Паласс (Оренбургская экспедиция), И.И. Лепехин (Северная экспедиция), С.Г. Гмелин (Астраханская экспедиция), А.И. Гольденштадт и С.А. Воневин (Кавказская экспедиция), И.П. Фальк (Алтай и Джунгария). Например, экспедиции П.С. Паласса дали много нового о географии, строении и происхождении Урала, гор Сибири, Байкальской котловины и Каспийского моря. Работами И.И. Лепехина были открыты нефтепроявления в Ишинбае, описаны выходы асфальта в Сызрани. Интересные данные по петрологии были собраны горными инженерами Д. Лебедевым и М. Ивановым. Ими была составлена первая геогностическая карта Нерчинского района в Забайкалье. Сведения о рельефе и геологии России были обобщены в работе В.М. Севергина «Опыт минералогического землеописания Российского государства» (1809). Следует отметить большую роль в содействии изучению природных богатств страны созданного в 1805 г. Московского общества испытателей природы при Московском университете. Общество снаряжало экспедиции во многие районы России. Довольно известна деятельность естествоиспытателей Е.Е. Щуровского, К.Ф. Рулье. Так, Е.Е. Щуровский провел экспедиции на Урал, Кавказ, Алтай, Саяны, дал сводку минералов этих районов, осуществил стратиграфическое расчленение палеозойских отложений Предуралья и Урала и дал определение герцинского возраста тектонических структур Урала. Большую роль в изучении геологии Европейской части России сыграл палеонтологический метод определения относительного возраста осадочных пород, разработанный английским инженером В. Смитом и французским естествоиспытателем Ж. Кювье. Этот метод давал возможность определения возраста горных пород по органическим остаткам. Все это способствовало целенаправленному геологическому исследованию многих регионов Евразии. В 1820–1830х гг. российские геологи начали работать по стратиграфическому расчленению пород осадочного чехла Русской плат формы. Полученные результаты публиковались в «Горном журнале», журнале Русского географического общества и других изданиях. К.Ф. Рулье обобщил данные по геологии и стратиграфии Подмосковья. Он заложил основы исторической геологии, палеогеографии и палеоклиматологии. Значительный вклад в изучение геологии России внесло Минералогическое общество, образованное 1807 г. в Петербурге. Оно организовало геологические экспедиции к устью Лены, на Новосибирские острова, Чукотку и Камчатку. В начале 1840х гг. в Европейской части России работал известный английский геолог Р.И. Мурчисон. Совместно с геологами А.А. Кайзерлингом и Н.И. Кашкаровым была составлена сводка по геологии европейской России и Уральского хребта. А в 1842 г. были опубликованы первые геологические карты Европейской России, подготовленные А.К. Мейендорфом и Е.П. Гельмерсенем. Анализ этих работ позволил Р.И. Мурчисону выделить в стратиграфической схеме в качестве самостоятельной пермскую систему. Отмена крепостного права в России и развитие капитализма обусловили быстрое распространение географических и геологических исследований в стране. Геологические работы проводило Русское географическое общество, организованное в

1845 г., и Геологический комитет, созданный в Петербурге в 1882 г. Из наиболее крупных экспедиций географического общества следует назвать путешествие П.П.Семенова Тянь-Шаньского (1856–1857 гг.). В результате этой экспедиции им были сообщены первые сведения о географии и геологическом строении Тянь-Шаня. И.В. Мушкетовым и Г.Д. Романовским была составлена первая 40верстная геологическая карта Туркестана. Сын И.В. Мушкетова Д.И.Мушкетов продолжил работать в Туркестанском крае и составил подробную геологическую карту Ферганы. Н.Ф.Чернышовым, П.И. Кротовым, А.А. Штукенбергом, А.А. Краснопольским была проведена 10 верстная съемка и подготовлена подробная геологическая карта Урала. К этому периоду относятся исследования геологов И.Д. Черского и А.Л. Чекановского. И.Д. Черский был одним из создателей эволюционной теории развития рельефа, он изучал геологию Прибайкалья и Верхояно-Колымского края, А.Л. Чекановский составил первую подробную геологическую карту Иркутской губернии. Следует отметить, что с учреждением Геологического комитета геологические работы на территории России приобрели планомерный характер. Руководителем Геолкома продолжительное время был известный геолог А.П. Карпинский. Им была опубликована замечательная монография «Очерки геологического прошлого Европейской России», в которой дан развернутый анализ геологии и палеогеографии Русской платформы, сопровождаемый серией палеогеографических и тектонических карт (рис. 1.11). Под его началом работали выдающиеся отечественные геологи К.И. Богданович, А.Б. Шмидт, И.В. Мушкетов, С.Н. Никитин, Л.И. Латугин, А.П. Герасимов. Окончание XIX в. и начало XX в. характеризуется становлением русской геологической школы, заложившей приоритеты геологической изученности континентов на XX в. А.П. Карпинским совместно с С.Н. Никитиным и Ф.Н. Чернышевым была составлена первая обзорная геологическая карта европейской части России масштаба 1:2 520 000. Значительный вклад в изучение геологии России внесли работы А.П. Павлова и его учеников А.Д. Архангельского (Русская платформа), Н.И. Андрусова (Черноморско-Каспийский регион), В.А. Обручева- Сибирь. Классическими

считаются работы А.П. Павлова по стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений Поволжья и Подмосковья. Ему принадлежит заслуга в выделении в составе Русской платформы самостоятельных тектонических структур — синеклиз.

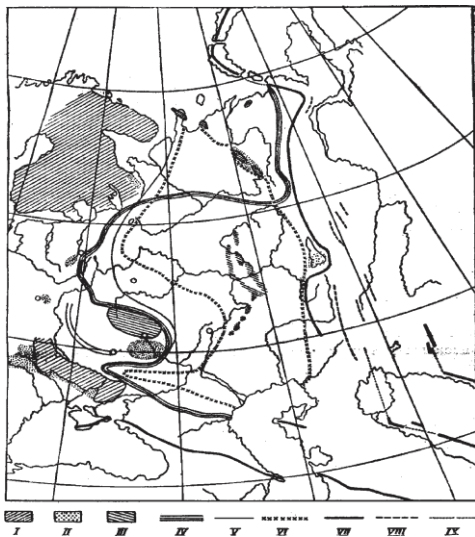


Рис. 1.11. Элементы тектонического строения Восточно-Европейской платформы по А.П. Карпинскому (1947) I – кристаллические горы; II – подземные горы; III - пологие антиклинали; IV – западные границы нижнекаменноугольного бассейна; V- западная граница верхнекаменноугольного бассейна; VI – границы

Пермского морского бассейна; VII – Урал (западно-каменноугольное предгорье), Крымско-Кавказские и некоторые азиатские кряжи; VIII – Мугоджары и часть дислокационных направлений восточного склона Урала; IX – предполагаемая связь азиатских дислокаций с уральскими.

ГЛАВА 1.

Приоритеты в геологических работах получили подробные геологические карты отдельных регионов. Так, в 1883–1885 гг. И.Ф. Синцов провел 10 верстную съемку в Саратовской, Симбирской и Ростовской губерниях, а Н.М. Сибирцев — в Нижегородском Поволжье. Им принадлежит заслуга детального расчленения кайнозойских отложений Бессарабии и Херсонской губернии (И.Ф. Синцов) и верхнепалеозойских отложений центра Русской платформы (Н.М. Сибирцев). Обобщающие работы по геологическому строению континентов, в частности, Евразии (в том числе и Русской платформы) в начале XX в. явилась монография Э. Зюсса «Лик Земли», в которой нашли отражение и достижения русских геологов.

Отличительной чертой деятельности геологического комитета в начале XX в. была практическая направленность геологического изучения России и сопредельных стран, в том числе азиатских, вошедших в состав России. К началу Первой империалистической войны уже 10 % европейской части страны было покрыто мелкомасштабной съемкой, а около 2,5 % территории — более детальной съемкой. Нужно отметить, что основная часть геологических исследований проводилась не за счет государственных средств, а частного финансирования, а государственные ассигнования были в десятки раз меньше чем, например, в США или в Канаде. Именно поэтому многие вопросы геологического строения России и размещения полезных ископаемых оставались недостаточно изученными.

После 1917 г. государство взяло на себя процесс исследовательских и разведочных работ. Во многих университетах были открыты геологические факультеты. Была создана Московская горная академия. Наиболее активными учеными в этот период были И.М. Губкин, А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, Д.В. Наливкин, А.Н. Заварицкий, В.А. и С.В. Обручевы, М.А. Усов, С.С. Смирнов. Трудом многих коллективов геологов России уже в 1937 г. была создана первая сводная геологическая карта СССР масштаба 1:5 000 000. Было открыто и разведано много крупных и уникальных месторождений полезных ископаемых. Так, в 1926 г. было выявлено крупнейшее в мире Соликамское месторождение калийных солей (П.И. Преображенский). В это же время в Хибинах А.Е. Ферсман открывает крупнейшее месторождение апатитов и нефелинов, а М.П. Русаков в Казахстане выявил уникальное месторождение медно порфириновых руд. В первые годы советской власти были оконтурены обширные бассейны каменных углей: Печорский, Карагандинский, Тунгусский, Канский, Ленский, Челябинский и др. (П.И. Степанов, В.И. Яворский, А.А. Гапеев). Широко известен вклад в науку о нефти И.М. Губкина. Им в содружестве с учеными А.А. Блохиным и А.А. Трофимуком была открыта Волго-Уральская нефтегазоносная область «Второе Баку», ставшая основной нефтяной базой страны в послевоенный период. Значительный размах приобрели исследования отдельных регионов и особенно на севере и востоке России. Систематическое исследование, например, Таймыра и Северной Земли выпало исключительно на советский период. Одним из пионеров в исследовании края был Николай Николаевич Урванцев. Он со своими сотрудниками совершил, начиная с 1919 г., свыше 12 экспедиций (рис. 1.12).

После окончания ВОВ геологическая изученность России детализировалась. Проводились поисково-съёмочные работы, широкое развитие получило разведочное глубокое бурение, многочисленные аэрофотосъемки, космогеологических, дистанционных исследований; комплексные геофизические и геохимические исследования земных недр, морей и океанов, шельфов, глубоководных впадин и рифтовых зон. Впервые в мировой практике советско - российскими геологами был

ГЛАВА 2.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

2.1 ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Тектоническое районирование Северной Евразии предусматривает характеристику ее положения среди окружающих литосферных плит геодинамических систем кратонов и подвижных поясов. Как отмечают исследователи (Зоненшайн и др., 1990) — Северная Евразия располагается в большей части на Евразийской (Евроазиатской) плите, которая с северо-востока «подпирается» Северо-Американской плитой. Границу между Северо-Американской плитой и Евразийской они проводят по арктическому хребту Гаккеля (рис 2.1). С юга ее обрамляют небольшие плиты Внутренней Азии. Евразийская плита с юго-запада испытывает воздействие Оmano-Аравийской плиты, а с юго-востока Индийской и др. плит. (Зоненшайн, 1990, Копп, 2005).

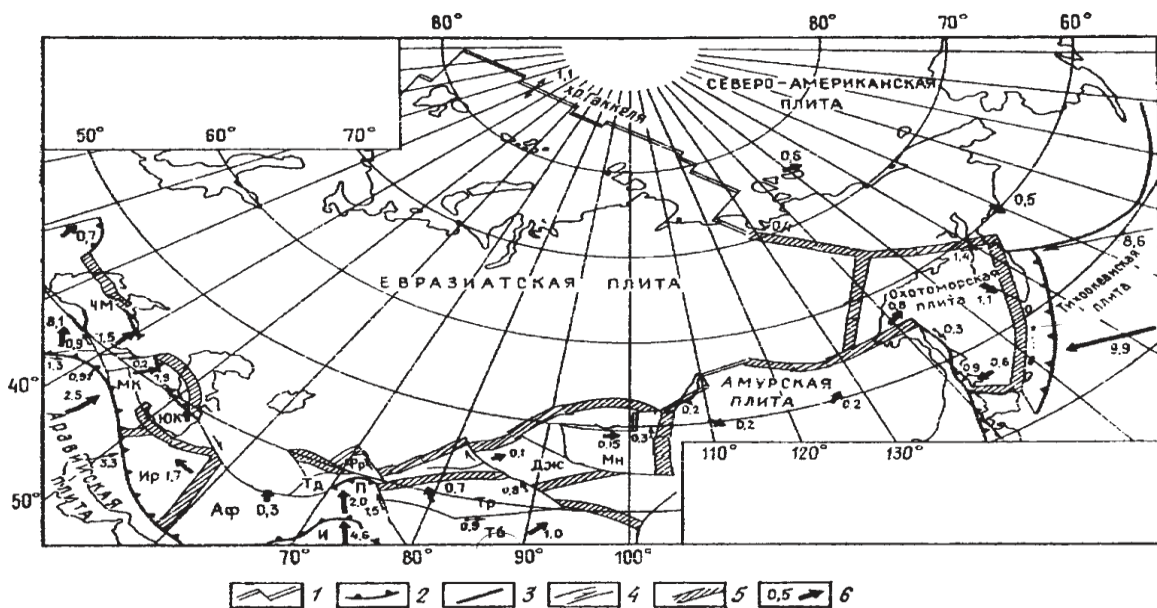


Рис. 2.1. Схема границ современных литосферных плит Северной Евразии и Арктики (по Л.П.Зоненшайну и др., 1990).

1–5 — границы плит: 1 — дивергентные (раздвижения); 2 — конвергентные (сближения); 3 — трансформные (взаимного скольжения) в океанах; 4 — разломные (в основном по сдвигам) на континентах; 5 — предполагаемые по зонам рассеянной сейсмичное; 6 — векторы движения плит относительно Евразийской плиты (цифры указывают скорость их движения в см/год). Буквенные обозначения плит и микроплит: Аф — Афганская; Дж — Джунгарская; И — Индийская; Ир — Иранская; МК — Малокавказская; Мн — Монгольская; П — Памирская; Тд — Таджикская; Тб — Тибетская; Тр — Таримская; Фр — Ферганская; ЧМ — Черноморская; ЮК — Южнокаспийская

В целом Евразийская плита движется на восток со скоростью около 25 мм в год, и обрамляющие ее плиты движутся так же, но с разными скоростями и в разных

направлениях (Копп, 2005, Гатинский, Рундквист, 2004). Современные тектонические движения имеют главным образом горизонтальную направленность на границах литосферных плит. Например, хребты Камчатки, Сахалина, а также Сундар-Хаята, Сете-Дабан, Джугджур и др. Далее на юг и юго-запад прослеживаются микроплиты, значительную часть которых горноскладчатые сооружения разного возраста (от нижнепалеозойского до современного).

Истории геологического развития регионов Северной Евразии и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых предшествуют принципы тектонического районирования этих регионов.

По окраинам Северной Евразии располагаются горы, которые оконтуривают крупнейшие на Земле древние платформы (Восточно-Европейскую и Восточно-Сибирскую). На востоке Северной Евразии примыкают с юга к Северо-Американской плите — Охотоморская и Амурская, которые отделяют Евразийскую плиту от Тихоокеанской. Здесь протягиваются горные сооружения востока России подчеркивая планетарную зону сжатия на контактах литосферных плит (рис. 2.1).

В основу тектонического районирования территорий положено различие в их историко-геологическом развитии, структурно-морфологических особенностях и составах пород. Ведущим принципом признается районирование по возрасту завершающей (главной) складчатости. Причем данное различие принимается сторонниками, как геосинклинальной теории, так и неомобилизма.

Основные типы тектонических областей

На основе историко-геологического принципа тектонического районирования в пределах Северной Евразии выделяют следующие типы геотектонических областей (рис. 2.2).

Фундамент древних платформ сформировался в архее и в раннепротерозойское время. Осадочный чехол залегает на фундаменте с резким угловым и стратиграфическим несогласием. По возрасту породы чехла включают образования от позднепротерозойских до современных. На территории России выделяются две подобные области — это Восточно-Европейская древняя платформа на западе и Сибирская древняя платформа на востоке.

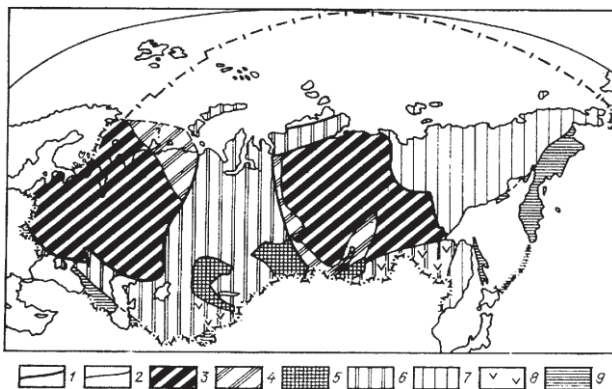


Рис. 2.2. Схема геотектонического районирования территории России и сопредельных стран (здесь и далее из Тектонической карты СССР). Границы платформ:

1 — докембрийских, 2 — послекембрийских; области: 3 — эпикарельские, 4 — эпибайкальские, 5 — эпикаледонские, 6 — эпигерцинские, 7 — эпимезозойские, 8 — эпиплатформенной активизации, 9 — кайнозойской складчатости

Южнее, к востоку от Сибирской платформы, расположена Древнекитайская (Китайско - Корейская) платформа, отделенная от Сибирской Урало-Монгольским подвижным поясом. С запада Восточно-Европейскую платформу оконтуривают структуры, разные по времени консолидации: каледониды, герциниды, мезозиды и альпиды.

Области байкальской складчатости, или эпибайкальские платформы (байкалиды). Фундамент их состоит из архейских и протерозойских образований, а чехол — из пород фанерозоя. В пределах России байкалиды известны на территории Тимано-Печорской области, на Таймыре, в районах Прибайкалья и Забайкалья. Байкалиды примыкают к древним платформам, образуя их обрамление. Эти примыкающие к древним платформам области Е.Е. Милановский назвал метаплатформенными областями. К Восточно-Европейской — Донецко-Североустюртская (на юго-востоке), Среднеевропейская (на западе) и Печоро-Баренцевоморская (на северо-востоке), к Сибирской — Таймыро-Североземельская (на северо-западе), Енисейско-Присяянская (на западе и юго-западе) и Байкальская (на юге), к Китайской со стороны России — Буреинско-Дунбайская (частично на северо-востоке). Области байкальской складчатости совместно с карелидами образуют древние докембрийские платформы.

Следует отметить, что последующие платформы, складчатое основание которых сформировалось в фанерозое, носят название молодых платформ.

Области раннепалеозойской (каледонской) складчатости, или эпикаледонские платформы (каледониды). Фундамент эпикаледонских платформ выражен сильно дислоцированными и метаморфизованными образованиями докембрия и нижнего палеозоя, а чехол слагают породы верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В пределах СНГ к областям каледонской складчатости относятся Кузнецкий Алатау, Саяны, Северная Земля, Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань (последний совместно с Алтае-Саянской областью подверглись в позднем кайнозое тектонической активизации — дейтероорогенезу).

Области позднепалеозойской (герцинской) складчатости, или эпи-герцинские платформы (герциниды), в пределах Северной Евразии рас полагаются в основном между Восточно-Европейской и Сибирской платформами, а также занимают обширные пространства юга Средней Азии и юга европейской части России. Фундамент эпигерцинских платформ сложен сильно дислоцированными образованиями докембрия и палеозоя, а чехол образуют напластования мезозойского и кайнозойского возраста. Выделяются районы с глубоким и поверхностным залеганием палеозойского фундамента. К герцинидам территории Северной Евразии относятся Урал, Новая Земля. Южный Таймыр, Южный Тянь-Шань, Восточная зона Центрального Казахстана, Алтай, Томь-Колывановская складчатая зона, Буреинский массив на Дальнем Востоке, а также большие эпигерцинские плиты — Западно-Сибирская, Туранская и Скифская. В связи с тем, что герциниды Урала, Западной Сибири, Казахстана, Средней Азии, уходят за пределы СНГ, продолжаясь на территории Монголии и Китая, предлагается эту систему выделить в единую Евроазиатскую эпигерцинскую платформу (Р.Г. Горецкий). На стыке герцинид с более древними складчатыми структурами и платформами прослеживаются краевые прогибы — Предуральский, Преддонецкий и Кузнецкий.

Области мезозойской складчатости, или эпимезозойские параплатформы (мезозизы). Фундамент их сложен дислоцированными и метаморфизованными образованиями архея, протерозоя, палеозоя и мезозоя. Осадочный чехол слагают породы кайнозойского возраста. В пределах России к мезозидам относятся на северо-востоке — Верхояно-Чукотская складчатая область и юго-востоке — Монголо-Охотская складчатая область и Сихотэ-Алинь. В составе Верхояно-Чукотской складчатой области выделяются срединные массивы: Колымский, Омолонский, Охотский. Структурные элементы Верхояно-Чукотской области под почти прямым

углом подходят к ее границе с Тихоокеанским подвижным поясом. К этой границе приурочен позднемезозойский краевой Охотско-Чукотский вулканический пояс. От Сибирской плат формы и более древних образований мезозойская складчатая область отделяется хорошо развитыми краевыми прогибами — Предверхоянским и Верхнезейско-Удинским.

Области кайнозойской (альпийской) складчатости. Для областей кайнозойской складчатости характерно отсутствие осадочного чехла, т. к. здесь процесс складкообразования еще не завершился. Такие области попали в южную часть Северной Евразии: Кавказ, Крым, Копетдаг и Памир. Для альпид характерны системы краевых прогибов: Предкарпатский, Западно-Кубанский, Терско-Каспийский, Предкопетдагский и Предпамирский.

На востоке располагаются Восточно-Азиатский пояс кайнозойских структур, объединяющий в пределах России территории Корякского нагорья, Камчатки, Сахалина и Курильских и Командорских островов. Границей альпийских структур на востоке выступает окраинный вулканический пояс, протягивающийся на 3000 км от Анадырского залива по побережью Охотского и Японского морей до Владивостока и на юг.

Особую группу структур представляют моря окраинные, входящие в бассейн Северного Ледовитого (Арктические моря) и Тихого океанов (Дальневосточные моря), а также моря внутренние (Балтийское, Белое, Черное, Азовское, Каспийское и Аральское). На территории Северной Евразии выделяются несколько континентальных рифтов кайнозойского возраста: Байкальский и Момско-Лаптевоморский (берущий начало в Верхояно-Чукотской области и прослеживающийся в море Лаптевых).

На территории Северной Евразии выделяются наиболее крупные, древние (докембрийские) платформы, окружающие их молодые плат формы и складчатые (геосинклинальные) пояса.

Короновский Н.В. в своей схеме (рис. 2.3) тектонического районирования, построенной на основе геолого-исторического принципа предложил использовать региональную геологическую основу главных структурных элементов земной коры — платформ, складчатых и вулканических поясов и морских водоемов.

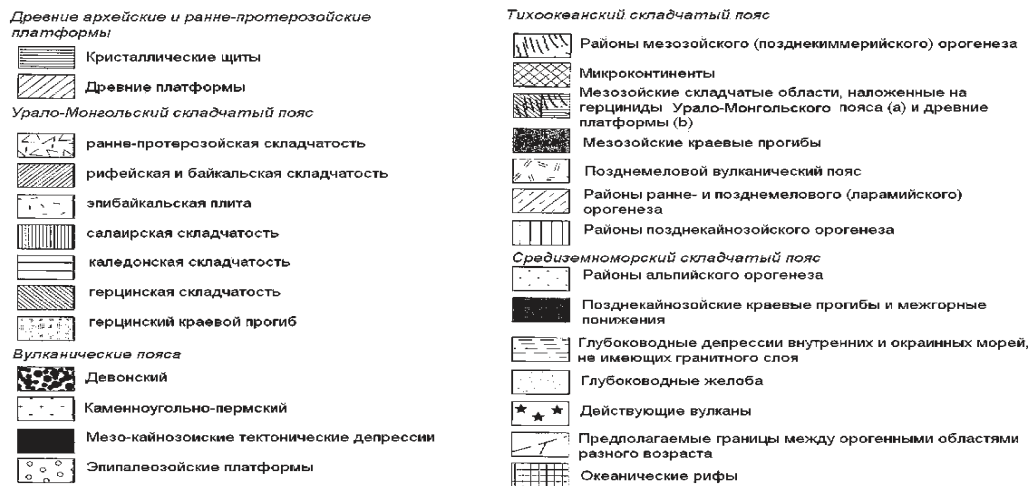
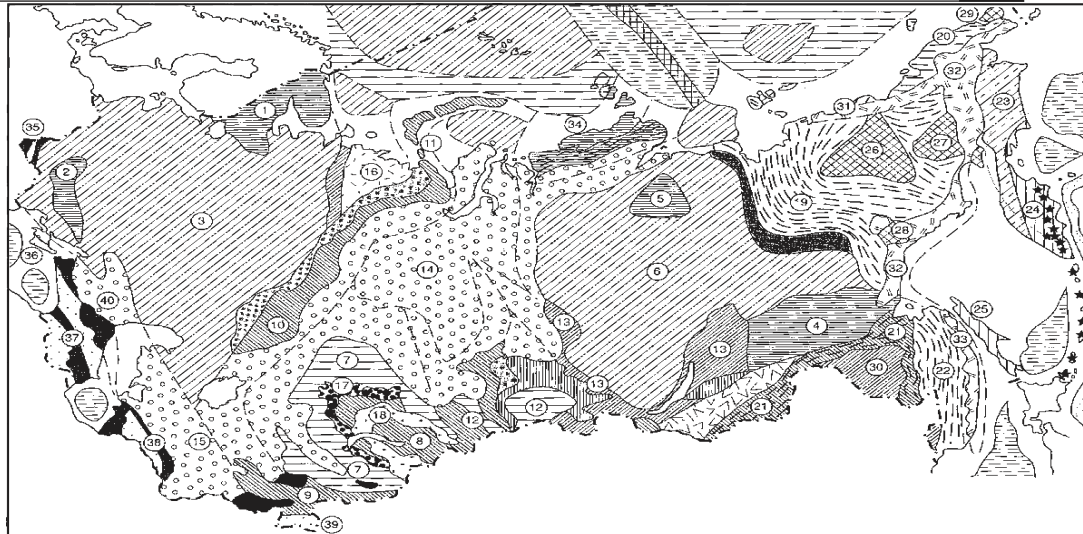


Рис. 2.3 Схема тектонического районирования Северной Евразии (по Н.В. Короновскому)
 Главные структурные элементы. Древние платформы Восточно-Европейская платформа: 1 — Балтийский щит; 2 — Украинский щит; 3 — Восточно-Европейская плита. Сибирская платформа: 4 — Алданский щит; 5 — Анабарский щит; 6 — Лено-Енисейская плита. Урало-Монгольский складчатый пояс. Складчатые области: 7 — Центральный Казахстан –Северный Тянь-Шань; 8 — Джунгарский Алатау–Балхаи; 9 — Южный Тянь-Шань; 10 — Урал; 11 — Пай-Хой –Новая Земля; 12 — Алтай–Саяны; 13 — Енисей– Саяны–Байкал. Эпипалеозойские плиты: 14 — Западно-Сибирская; 15 — Туранская; 16 — Эпибайкальская Тимано-Печорская плита. Вулканические пояса: 17 — Казахстан; 18 — Балхаи. Тихоокеанский пояс. Складчатые области и системы: 19 — Верхоянско- Колымская система; 20 — Новосибирско-Чукотская система; 21 — Монголо-Охотская область; 22 — Сихотэ-Алиньская область; 23 — Корякская область; 24 — Камчатско- Курильская область; 25 — Сахалин. Массивы: 26 — Колымский; 27 — Омолонский; 28 — Охотский; 29 — Восточно-Чукотский; 30 — Бурейский. Вулканические пояса: 31 — Святой Нос–Чукотка; 32 — Охотско-Чукотский; 33 — Восточно-Сихотэ-Алиньский; 34 — Таймыро-Североземельская складчатая область. Средиземноморский складчатый пояс. Складчатые области: 35 — Восточные Карпаты; 36 — Крымские горы; 37 — Кавказ; 38 —Копетдаг; 39 — Памир; 40 — Эпипалеозойская Скифская плита

2.2.ТЕКТОНИКА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Восточно-Европейская платформа (Русская плита)

Тектоника Восточно-Европейской платформы определяется структурой древнего фундамента, результатом древних движений и молодых подвижек геосинклинального обрамления, приведших к образованию разнообразных геологических форм (рис. 2.4, 2.5). В современном плане структура платформы представлена положением кристаллического фундамента по отношению к дневной поверхности. Он выходит на поверхность в виде Балтийского и Украинского щитов, в среднем течении Дона между городами Павлово и Богучары (сводовая часть Воронежского массива), в центральной части Тиманского кряжа. В остальных местах платформы он погребен под отложениями осадочного чехла (см. рис. 2.5). Основную часть территории Восточно-Европейской платформы занимает Русская плита. В ее составе выделены различные структуры: гряды, массивы, антеклизы, своды, валы, тектонические ступени, седловины, авлакогены, впадины и прогибы.

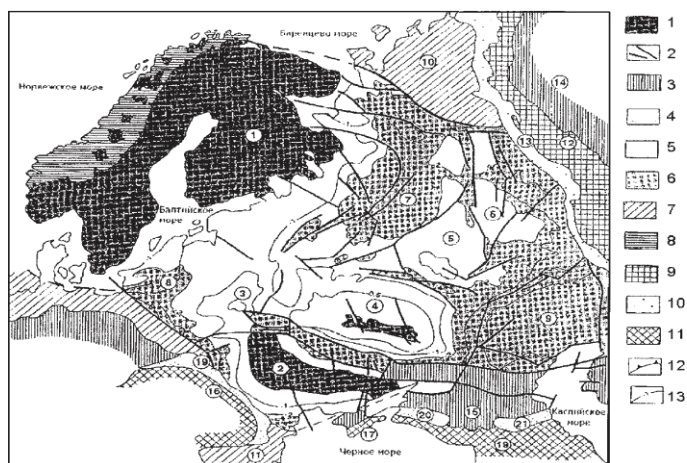


Рис. 2.4. Главные структурные элементы Восточно-Европейской платформы (по Е.Е. Милановскому): 1 — выступы кристаллического фундамента; 2 — главные разломы, 3 — эпипалеозойская плита; 4 — альпийские впадины; 5 — мощность чехла 0–2 км; 6 — мощность чехла более 2 км; 7 — байкалиды; 8 — каледониды; 9 — герциниды; 10 — герцинские впадины; 11 — альпиды; 12 — надвиги и покровы; 13 — изолинии глубин залегания фундамента. Цифрами в кружках обозначены: щиты: 1 — Балтийский, 2 — Украинский; антеклизы: 3 — Белорусская, 4 — Воронежская; Волго-Уральские антеклизы: 5 — Татарская, 6 —

Токмовская; синеклизы: 7 — Московская, 8 — Польско-Литовская, 9 — Прикаспийская; Эпи-Байкальская плита: 10 — Тимано-Печорская, 11 — Добруджи, 12 — Урал, 13 — Предуральский прогиб; Эпи-Палеозойская плита: 14 — Западно-Сибирская, 15 — Скифская, 16 — Восточные карпаты, 17 — Крымские горы, 18 — Большой Кавказ; низменности: 20 — Западно-Кубанская, 21 — Терско-Каспийская



Рис. 2.5. Меридиональный профиль Русской плиты (по Е.Е. Милановскому)

Тиманская гряда расположена на крайнем северо-востоке платформы. Она протягивается в северо-восточном направлении на расстоянии до 1000 км. Гряды образуют приподнятые блоки рифейского фундамента, осложненные разломами разного простирания. По разломам ограничены многие поднятия фундамента. Наиболее крупные поднятия фундамента плиты наблюдаются в районе Воронежской антеклизы (массив). Воронежский массив имеет значительные размеры (700×200 км). Кристаллический фундамент рас положен неглубоко (до 200 м), в ряде мест он

ГЛАВА 2.

выходит на дневную поверхность (в районе гг. Богучары, Павловска, в долине р. Дона). Юго-западная часть массива круто обрывается и переходит в Украинскую впадину. Северо-восточная часть его полого сочленяется с Московской синеклизой.

Волго-Уральская антеклиза — сложное геологическое образование, в составе которого выделяются многочисленные положительные и отрицательные структуры. Залегаet антеклиза на разных отметках: в сводовой части на глубине 1–1,5 км, а по периферии — до 10–12 км. В фундаменте прослеживаются прогибы (авлакогены), которые заполнены в основном, рифейскими и, менее, вендскими образованиями. Выступы фундамента (массивы) докембрийского возраста отразились на платформенном чехле в виде многочисленных и разнообразных структур: своды, валы, линейные межблоковые зоны, флексуры и локальные поднятия. К примеру, Татарский, Жигулевско-Оренбургский, Токмовский, Котельнический, Коми-Пермяцкий, Пермско-Башкирский и др. своды; авлакогены: Вятский, Бирско-Верхнекамский, Серноводско-Абдулинский; впадины: Бузулукская, Серноводско-Абдулинская, Мелекесская, Верхнекамская и др.; валы: Жигулевский, Большекинешельский, Малокинешельский, Доно-Медведицкий, Пугачевский, Туймазинский, Серафимовский, Краснокамский и др. (рис. 2.6).

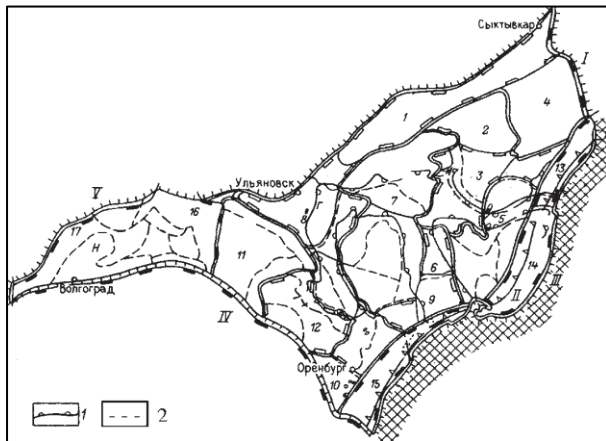


Рис. 2.6. Волго-Уральская нефтегазоносная провинция (по Р.О. Хачатряну, с упрощением). Крупнейшие тектонические элементы: I — Тиманский кряж, II — Предуральский краевой прогиб, III — Уральская складчатая система, IV — Прикаспийская синеклиза, V — Воронежская антеклиза; крупные тектонические элементы: 1 — Казанско-Кажимский прогиб, 2 — Коми-Пермяцкий свод, 3 — Верхнекамская впадина, 4 — Камский свод; 5 — Пермско-Башкирский свод, 6 — Бирская седловина, 7 — Татарский свод, 8 — Мелекесская впадина и Абдулинский прогиб, 9 — Юго-Восточный склон платформ, 10 — Соль-Илецкий выступ, 11 — Жигулевско-Пугачевский свод, 12 — Бузулукская впадина, 16 — Юго-Восточная часть Пачелмского прогиба, 17 — Юго-Восточный склон Воронежской антеклизы. 1 — некомпенсированные прогибы, 2 — границы нефтегазоносных областей и районов.

Предуральский краевой прогиб выделяется в структурном плане западного склона Урала. Общая площадь Предуральского прогиба 210 тыс. км². Общая мощность пород чехла местами превышает 12 км.

Московская синеклиза — обширная плоская впадина Восточно-Европейской платформы. Она простирается на 1300 км при ширине 380–500 км. На участке Москва–Владимир она переходит в Рязано-Саратовский прогиб. Фундамент залегаet на глубинах 2–3, местами до 5–5,5 км. Платформенный чехол состоит из верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских пород, залегающих почти горизонтально, и только на восточном обрамлении синеклизы в районе Окско-Цнинского вала палеозойские образования, обнажающиеся на поверхности, погружаются в западном направлении под углом 17°. Севернее Москвы в теле Московской синеклизы выделяется самая крупная структура — Среднерусский бассейн (авлакоген). Протяженность Среднерусского бассейна составила около 1000 км,

ширина — 500 км и площадь — 400 тыс. км². Соответственно и мощность осадочного чехла изменяется от 1,5 км на бортах бассейна до 5 км в авлакогенах. Среднерусский бассейн занимает до 80 % площади Московской синеклизы. В его западной части господствует Нелидовский свод (рис. 2.7), на северо-востоке: Пестовский, Онежский, Пыщугский и Ярославский вы ступы. В них поверхность фундамента приподнята от 2 до 1 км, а в прогибах фундамент опущен до 3 км, а местами — до 5 км. Среднерусский авлакоген делится на три ветви: восточную — Солигаличскую, западную — Валдайскую и южную — Московскую. Протяженность ветвей разная: Солигаличской — 540 км, Валдайской — 570 км и Московской — 700 км при ширине до 60–70 км. В каждой ветви прослеживается от 3 до 7 грабенов, в которых накопились мощные толщи рифейских отложений мощностью до 3 км, а также вендские и фанерозойские образования.



Рис. 2.7 Схема основных структурных элементов Московской синеклизы (по В.П. Гаврилову): 1 — рифейский авлакоген — грабены (I — Ориенский, II — Крестовский, III — Молоковский, IV — Даниловский, V — Дьяконовский, VI — Солигаличский, VII — Рослятинский, VIII — Бобровский, IX — Гжатский, X — Московский); 2 — разломы; 3 — изогипсы поверхности фундамента

Польско-Литовская синеклиза. Значительная часть синеклизы расположена на территории Польши. В ней также выделено геологами три авлакогена, заполненных рифейскими терригенными образованиями. С юго-востока она ограничена Белорусской антеклизой. Фундамент погружается в северо-восточном направлении до 1–2,5 км.

Балтийская синеклиза выделяется на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Она посредством Латвийской седловины соединяется на востоке с Московской синеклизой и вместе с ней образует региональную изогнутую часть плиты, сливающуюся на западе с Польско - Литовской синеклизой и таким образом отделяющую Балтийский щит от Украинского щита. Наиболее погруженная часть Балтийской синеклизы приходится на восточную акваторию Балтийского моря. Максимальные отметки поверхности докембрийского фундамента установлены в окрестностях г. Калининграда (2,5 км). Строение чехла Балтийской синеклизы показано на рис. 2.8.

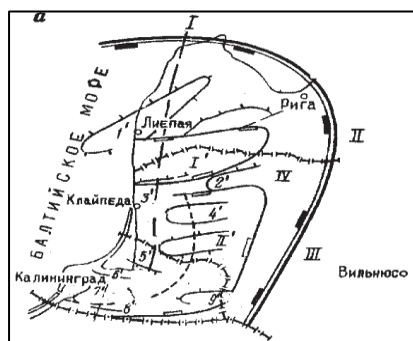
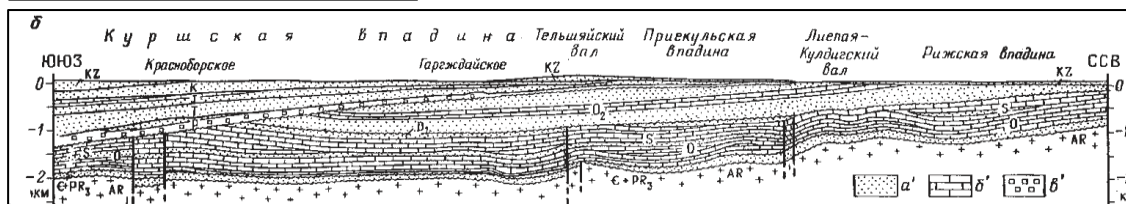


Рис. 2.8. а) — Тектоническая структура Балтийского НО; б) — геологический профиль (по материалам ВНИГНИ, ВНИГРИ, ЛитНИГРИ) Тектонические элементы: I — склон Балтийского щита, II — Латвийская седловина, III — склон Белорусско-Мазурской антеклизы, IV — Балтийская синеклиза; 1' — Лиеная-Кулдингский вал, 2' — Тельшяйский вал, 3' — Гаргждайская зона поднятий, 4' — Шилальский выступ, 5' — Большаковский вал, 6' — Гремяченский вал, 7' — Калининградский вал, 8' — Южно-Калининградский вал, 9' — Гусевской выступ. Отложения: а' — терригенные, б' — карбонатные, в' — соленосные.



Шатцкий в 1946 г. — Пачелмский). Глубина погружения фундамента в прогибе до 4 км. Выполнен он толщ рифейских, палеозойских и мезозойских пород.

Среди других отрицательных структур в теле чехла платформы наиболее крупными являются моноклинали, краевые прогибы и передовые прогибы. *Моноклираль Балтийского щита* и *моноклираль Украинского щита* выделяется в южной и юго-восточной частях склона этого щита. Глубина залегания фундамента на полого залегающем склоне 0–1,5 км.

Моноклираль Украинского щита располагается в южной и юго-западной части одноименной впадины. Глубина погружения фундамента здесь от 1 до 3 км. На западе моноклираль переходит в зону Предкарпатского передового прогиба.

Прикаспийская синеклиза отличается очень глубоким залеганием фундамента и мощным платформенным чехлом, достигающим на юге синеклизы 24 км. Границами синеклизы являются складчатые сооружения Южного Урала и Мугоджар, Эмбенское поднятие на юге, на севере она проходит по правобережью Южного течения р. Волги и окраинам Южного Сырта. Площадь впадины свыше 500 тыс. км². Впадина вытянута в восточном и северо-восточном направлении на 1000 км при максимальной ширине 650 км (рис. 2.10).



Рис. 2.10. Тектоническая схема Прикаспийской впадины (по Н.А. Крылову): А — предуральский краевой прогиб, Б — Уральская складчатая система, В — Устюртская синеклиза, Г — край Карпинского. Крупные тектонические элементы: I — Центрально-Прикаспийская депрессия, II — Карачаганак-Троицкая зона поднятий, III — Енбекско-Жаркамышская зона поднятий, IV — Щукатско-Северо-Каспийская зона поднятий, V — Приморское поднятие, VI — Астраханский свод. Месторождения: 1 — Карачаганак, 2 — Урихтау, 3 — Жанажол, 4 — Кенкияк, 5 — Каратюбе, 6 — Тенгиз, 7 — Астраханское. Границы тектонических элементов: а — впадины, б — крупных, в — средних, г — изогипсы кровли подсолевых отложений

Наиболее крупная положительная структура впадины — Астраханский свод — унаследовавший свое поднятие от докембрийского фундамента. Размеры его по изогипсе — 4500 м составляют 220×110 км, амплитуда 600–700 м, крылья пологие (до 10°). Отличительной чертой тектоники Прикаспийской впадины считается развитие соляных куполов. Их насчитывается здесь более 1200, или свыше 30 % территории впадины.

Тектоника Сибирской древней платформы (Средняя Сибирь)

Тектоническая структура **Сибирской древней платформы** во многом сходна с Восточно-Европейской платформой. Здесь также значительную часть занимает чехол платформы, глубоко погруженный фундамент, имеется обширный выступ протерозойского фундамента — Алдано-Становой и Анабарский массив на севере платформы (рис. 2.11)

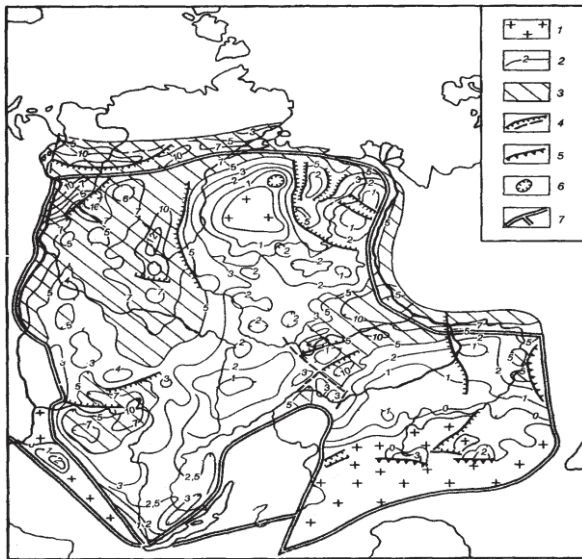


Рис. 2.11. Схематическая карта рельефа фундамента Сибирской платформы. Составлена с использованием карт Н.В. Неволина, Г.С. Гусева, Г.С. Фрадкина и др.

1 — выходы архейско-нижнепротерозойского фундамента; 2 — изолинии глубин залегания поверхности фундамента, км; 3 — районы, где эта поверхность лежит глубже 5 км; 4 — крутые разломы в фундаменте, смещающие чехол; 5 — то же, пологие (надвиги); 6 — предполагаемые астроблемы; 7 — границы Сибирской платформы и смежных метаплатформенных областей

Главные тектонические структуры Сибирской древней платформы приведены на (рис. 2.12).

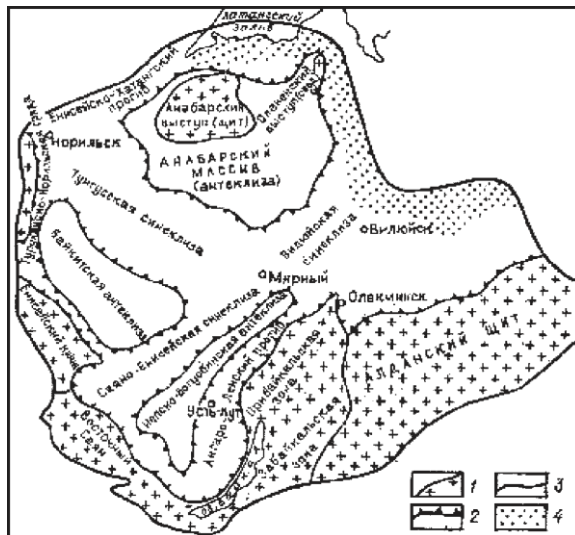


Рис. 2.12. Схема региональной тектоники Сибирской платформы (по В.П. Гаврилову): 1 — области выхода на поверхность кристаллических пород фундамента; границы: 2 — антеклизис, 3 — платформы; 4 — Приверхоянский и Лено-Анабарский передовые прогибы

В строении фундамента различают наиболее древние блоки консолидации — Анабарский и Алданский щиты, рассматриваемые геологами как эпиархейские ядра. Между этими двумя блоками располагается Вилюйский блок раннепротерозойской консолидации.

Значительная часть погруженной территории платформы образует **Центрально-Сибирскую плиту**. В ее составе выделяют Анабарский массив, Канско-Ботуобинскую и Байкальскую антеклизисы, Тунгусскую, Саяно-Енисейскую и Вилюйскую синеклизисы, Ангаро-Ленский прогиб, Алданскую антеклизису и другие структурные элементы меньших размеров (рис. 2.13).



Рис. 2.13. Геологический профиль Сибирской древней платформы (по Масайтису)

Алдано-Становой геоблок подразделяется на мегаблоки меньших порядков: Алданский и Становой. В свою очередь, Алданский мегаблок (щит) делится на блоки

первого порядка: Чаро-Олекминский, Центрально-Алданский, Тимптоно-Учурский и Батомский, которые далее делятся на структуры второго порядка.

Горизонтальные амплитуды надвигов архейских пород на осадочные отложения мезозоя во впадинах местами достигают 15 км, что подтверждает горизонтальные подвижки блоков в кайнозойское время (В.В. Стогний, 1997).

Анабарский щит — сравнительно небольшой по площади (58 тыс. км²) сферически треугольный в плане выступ раннекембрийского кристаллического фундамента Сибирской платформы в ее северной (заполярной) части.

По геолого-геофизическим данным, в составе Сибирской платформы выделяют три отличающихся друг от друга крупных региона: Лено-Тунгусский, Лено-Вилуйский и Енисейско-Анабарский, с которыми геологи связывают основные прогнозы нефти и газа. Поэтому эти регионы изучены значительно лучше других.

Размеры **Лено-Тунгусского** региона (иначе его называют Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинцией) составляют 2620 тыс. км². Административно она располагается на территории Красноярского края, Иркутской области, Республики Саха Якутия. В пределах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции обособляются Анабарская, Алданская, Непско-Ботуобинская и Байкитская антеклизы; Тунгусская, Курейская и Присяяно-Енисейская синеклизы, Предпатомский региональный прогиб и Ангаро-Ленская ступень (рис. 2.14).

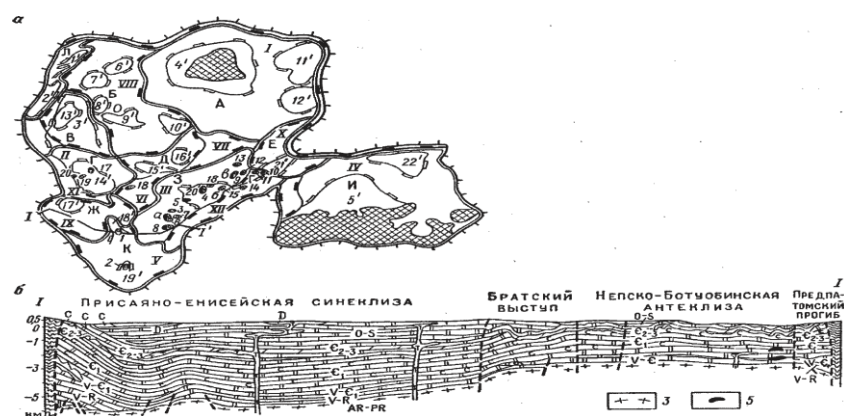


Рис. 2.14. Лено-Тунгусская НГП: а — карта размещения месторождений нефти и газа; б — геологический профиль (по А.Э. Конторовичу и др.). Крупнейшие тектонические элементы. Антеклизы: I — Анабарская, II — Байкитская, III — Непско-Ботуобинская, IV — Алданская, V — Ангаро-Ленская ступень; седловины: VI —

Катанская, VII — Сюжжерская; синеклизы: VIII — Курейская; IX — Присяяно-Енисейская; X — Ыгыатинская впадина; XI — Теринский мегапрогиб; XII — Предпатомский региональный прогиб; крупные тектонические элементы: 1' — Хантангско-Рыбинский мегавал, 2' — Курейско-Бакланихинский мегавал, 3' — Бахтинский мегавал, 4' — Анабарский свод, 5' — Толбинский мегавыступ, 6' — Аянский свод, 7' — Анамский свод, 8' — Юктелыйский свод, 9' — Кочечумский свод, 10' — Турунский свод, 11' — Оленекский свод, 12' — Мунский свод, 13' — Суринагонский свод, 14' — Камовский свод, 15' — Чунский выступ, 16' — Илимпейский свод, 17' — Богучано-Манзинский свод, 18' — Братский выступ, 19' — Атовский выступ, 20' — Непский свод, 21' — Сунтарский свод, 22' — Якутский свод. Нефтегазоносные области и районы: А — Анабарская ПНГО, Б — Северо-Тунгусская ПНГО, В — Южно-Тунгусская ПНГО, Г — байкитская НГО, Д — Катанская НГО, Е — Западно-Вилуйская ПНГО, Ж — Присяяно-Енисейская ПНГО, З — Непско-Ботуобинская НГО (а — Приленский НГР, б — Непский НГР, в — Ботуобинский НГР, г — Вилуочанский НГР. Месторождения: 1 — Братское, 2 — Атовское, 3 — Дулисьминское, 4 — Верхнепечовское, 5 — Даниловское, 6 — Ярактинское, 7 — Аянское, 8 — Марковское, 9 — Среднеботуобинское, 10 — Вилуйско-Джербинское, 11 — Верхневелючанское, 12 — Та-Юряхское, 13 — Иреляхское, 14 — Хотого-Мурбайское, 15 — Нижнехамакинское, 16 — Оверное, 17 — Кюмбинское, 18 — Собинское, 19 — Юрубченское, 20 — Оморинское

ГЛАВА 2.

Лено-Вилуйская синеклиза располагается в бассейнах рек нижнего и среднего течения рек Лены, Вилюя и Алдана. Площадь синеклизы составляет 250 тыс. км². В ее составе различают два крупных тектонических элемента: на юго-западе мезозойская Вилуйская синеклиза, на северо-востоке Предверхоанский пермскомезозойский краевой прогиб. Фундамент Вилуйской синеклизы находится на отметках 3–8 км, в Предверхоанском краевом прогибе до 10–12 км.

Енисейско-Анабарский район ассоциируется с одноименной газ нефтяной провинцией (рис. 2.15). Простирается район в субширотном направлении от Енисея на западе, до Лены на востоке и имеет ширину 15–400 км.

Площадь района составляет 390 тыс. км². В составе фундамента выделяют блоки разной консолидации: археиды — в западной половине восточной части провинции, карелиды-Оленекской на востоке и более поздние карелиды-Котуйской систем. На крайнем западе фундамент выражен байкалитами (Е.Е. Милановский, 1997).

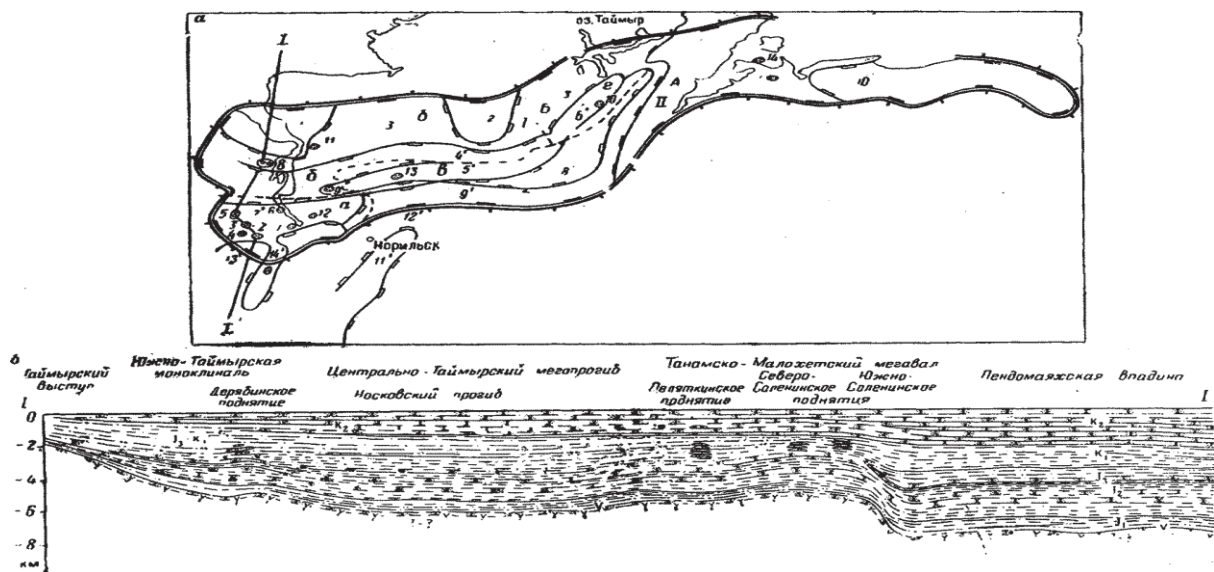


Рис. 2.15. Енисейско-Анабарская ГНП (данные ВНИГПИ): а — карта размещения месторождений нефти газа; б — геологический профиль. Крупнейшие тектонические элементы: I — Енисейско-Хатангский региональный прогиб, II — Хатангская седловина; крупные тектонические элементы: 1' — Таймырский выступ, 2' — Янгодо-Горбитский выступ, 3' — Южно-Таймырская моноклинал, 4' — Центрально-Таймырский мегапрогиб, 5' — Рассохинский мега вал, 6' — Балахнинский мегавал, 7' — Танамско-Малохетский мегавал, 8' — Боганидо-Джанихинский мегапрогиб, 11' — Хантайско-Рыбинский мегавал, 12' — Норильско-Хараелахский мегапрогиб, 13' — Пендомаяхская впадина, 14' — Большехетский мегавал. Нефтегазоносные области (районы): А — Лено-Анабарская НГО, Б — Енисейско-Хатангская ГО (а — Танамский НГР, б — Предтаймырский НГР, в — Пясинский НГР, г — Балахнинский НГР). Месторождения: 1 — Южно-Тиганское, 2 — Мессояхское, 3 — Северо-Соленинское, 4 — Южно-Соленинское, 5 — Пеляткинское, 6 — Казанцевское, 7 — Зимнее, 8 — Деябинское, 9 — Озерное, 10 — Балахнинское, 11 — Хабейское, 12 — Нижнехетское, 13 — Джангодское, 14 — Нордвигское

Тектоника Таймыра и Северной земли

Положение этой области не однозначно. Ряд геологов считают ее сопредельной с Сибирской платформой, особенно ее южную часть за счет гор Бырранга, имеющих много общего с северной оконечностью древней платформы. Другая часть геологов Северный Таймыр и Северную Землю рассматривают как продолжение тектонической

«петли» Новой Земли и Пайхой. Тектонику Северной Земли и Таймыра определяют разновозрастные структуры архипелага и полуострова (докембрийские и палеозойские образования). В структуре выделяют три продольные мегазоны и зоны (рис. 2.16).

Североземельская мегазона (шириной свыше 250 км, карбонатно-терригенный комплекс ордовика-девона), Северо-Таймырская мегазона (образования протерозоя) и Южно-Таймырская мегазона (раннемезозойская складчатая система) шириной до 200 км и длиной более 1000 км.



Рис. 2.16. Схема основных структурных элементов Таймыра и Северной Земли (по данным Е.Е. Милановского): I — области байкальской складчатости; II; III — области каледонской складчатости (II — выступы, III — впадины); IV — области герцинской складчатости; V — герцинский крайевой прогиб. 1 — Северный Таймыр; 2 — о. Большевик; 3, 7 — о. Октябрьской Революции; 4, 5 — о. Комсомолец; 6 — о. Пионер; 8 — Южный Таймыр; 9 — Предтаймырский крайевой прогиб

2.3. МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Тектоника Урало-Монгольского подвижного пояса

В состав Урало-Монгольского подвижного пояса включены Урал, Пайхой-Новоземельская зона, Казахское нагорье (Казахский мелкосопочник), Тянь-Шань, Алтае-Саянская область, Западно-Сибирская плита, Забайкальско-Охотская область и др. (рис 2.17).

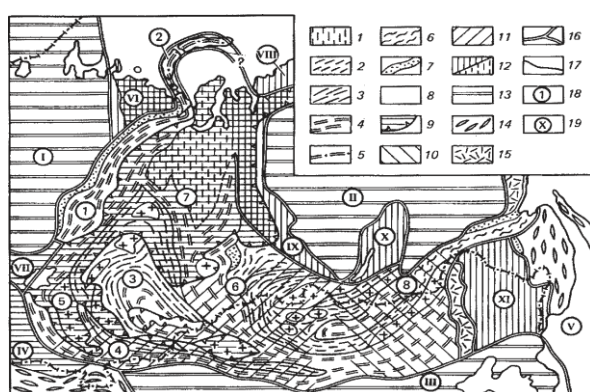


Рис. 2.17. Тектоническое положение и районирование Урало-Монгольского подвижного пояса (по Е.Е. Милановскому): 1-7 — разновозрастные складчатые системы в Урало-Монгольском поясе: 1 — допалеозойские массивы, 2 — салаириды, 3 — каледониды, 4 — герци; ниды, 5 — древние киммериды, 6 — поздние киммериды, 7 — герцинские и киммерийские крайевые прогибы; 8-11 — зоны, отличающиеся по особенностям развития в позднем мезозое и кайнозое: 8 — испытывавшие слабое поднятие, 9 — испытывавшие опускание и покрытые плитным чехлом (включая метаплатформенные области), 10 —

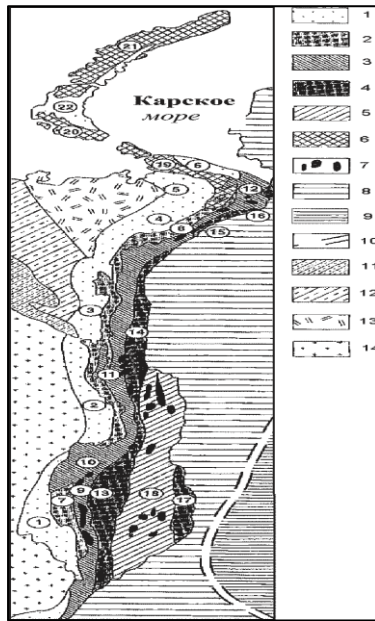
подвергшиеся тектономагматической переработке в позднем мезозое, 11 — подвергшиеся позднекайнозойскому дейтероорогенезу; 12 — метаплатформенные области (а — то же, предположительно); 13 — древние платформы; 14 — Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса без расчленения; 15 — позднемезозойские вулканические пояса; 16 — границы подвижных поясов, метаплатформенных областей и платформ; 17 — границы складчатых областей и систем Урало-Монгольского пояса; 18 — номера областей Урало-Монгольского пояса (I — Урал, 2 — Пайхой-Новоземельская зона, 3 — Казахское нагорье, 4 — Тянь-Шань, 5 — Северо-Туранская плита, 6 — Алтае-Саянская область, 7 — Западно-Сибирская плита, 8 — Забайкальско-Охотская область); 19 — номера смежных с Урало-Монгольским поясом регионов. Древние платформы: I — Восточно-Европейская, II — Сибирская, III — Китайско-Корейская. Подвижные пояса: IV — Средиземноморский, V — Тихоокеанский. Метаплатформенные области: VI — Печоро-Баренцевоморская, VII — Донецко-Североуртюрская; VIII — Таймыро-Североземельская, IX — Присяно-Енисейская, X — Байкальская, XI — Буреино-Дунбэйская. В нижней части карты показана южная граница СНГ

ГЛАВА 2.

Е.Е. Милановский к этому поясу относит Северо-Туранскую плиту. Южно-Туранская и Северо-Туранская плиты имеют общий гетерогенный герцинский фундамент, аналогичный фундаменту Западно-Сибирской плиты (В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе, 1995).

Тектоника Урала

Тектоника **Уральского хребта** характеризуется как сложнопостроенная горноскладчатая страна, состоящая из ряда вытянутых в субмеридиональном направлении узких антиклинориев и синклинориев, мегантиклинориев и мегсинклинориев (рис. 2.18).



2.18. Схема основных структур Урала (по Н.В. Короновскому): 1 — впадины в зоне Предуральского краевого прогиба (1 — Бельская, 2 — Уфимско-Соликамская, 3 — Печорская, 4 — Косью; Роговская, 5 — Кортаихинская, 6 — Карская); структуры западного склона Урала: 2 — синклинории (7 — Залаирский, 8 — Лемвинский), 3 — антиклинории (9 — Уралтау, 10 — Башкирский, 11 — Среднеуральский, 12 — Харбаевский); структуры восточного склона Урала: 4 — синклинории и прогибы (13 — Магнитогорский, 14 — Тагильский, 15 — Войкарский, 16 — Щучьинский, 17 — Аятский), 5 — антиклинории (18 — Урало — Тобольский); 6 — складчатые системы Пай-Хоя и Новой Земли — антиклинории (19 — Пай-Хой, 20 — юг Новой Земли, 21 — север Новой Земли, 22 — Кармакульская седловина); 7 — ультраосновные породы; эпипалеозойская Западно-Сибирская плита: 8 — герциниды, 9 — каледониды, 10 — глубинные разломы, 11 — Тиманский кряж, 12 — байкалиды — внешний борт, 13 — байкалиды — внутренний борт, 14 — нижний протерозой Восточно-Европейской платформы (фундамент)

Наиболее выдержанный по простиранию структурный элемент Урала — **Центрально-Уральский антиклинорий**, который на юге носит название **Уралтауского** (рис. 2.19).



Рис. 2.19. Схематический тектонический разрез Урала (по А.С. Перфильеву): Структурно-формационные комплексы: 1 — основание, 2 — геосинклинальный, 3 — орогенный, 4 — плитный, 5 — активизации; 6 — гранитоиды различного возраста; 7 — крупные разломы; 8 — граница между комплексом основания и геосинклинальным комплексом «доуралид»

В центре антиклинория выходят на поверхность высокометаморфизованные и дислоцированные породы докембрия и нижнего палеозоя. С запада и востока антиклинорий ограничен глубинными разломами, контролируемые магматическими интрузиями. Разлом, ограничивающий антиклинорий с востока, получил название **Главного Уральского глубинного разлома**. На Южном Урале выделяют Башкирский

антиклинорий и Залаирский синклинорий, а также Урало-Тобольский антиклинорий, Магнитогорский, Нижнетагильский и Восточно-Уральский синклинории. Уралообольский антиклинорий в своем составе объединяет Тагильский, Щучинский и Бокальский антиклинории. В составе Полярного Урала и Новой Земли выделяют Пайхойский и Ново-Земельский антиклинории.

В тектоническом плане Урал по глубинному — Главный Уральский разлом — и срединному массиву (Башкирского) разделяется на Восточную мегазону и Западную. Восточная мегазона (эвгеосинклиналь) сложена осадочно-вулканочным и интрузивными образованиями в значительной мере (две трети ее площади) скрыта под осадочным чехлом мезокайнозоя (меогеосинклиналь) сложена терригенно-карбонатными породами. В центральной части Урала эти породы подвергнуты со стороны краевой части платформы. Наблюдается повторение палеозойского разреза.

Тектоника Казахстанского нагорья и Тянь-Шаня

В пределах палеозойских складчатых сооружений Казахстана и Тянь-Шаня выделяют три зоны, различающиеся возрастом складчатости:

1. Каледонский срединный массив, охватывающий западную часть Центрального Казахстана и Северный Тянь-Шань. 2. Восточная часть Центрального Казахстана и примыкающая к ней Джунгаро-Алтайская зона, закончившие складкообразование в позднем палеозое и окаймляющие структуры ранней консолидации. 3. Структуры Южного Тянь-Шаня, являющиеся также герцинскими складчатыми образованиями, окаймляющие каледониды Казахстана с юга.

Из перечисленных зон следует, что области наиболее древней каледонской складчатости охватывают три самых крупных массива — Кокчетавский, Улутауский и Ерментауский. Между ними расположена крупная Тенгизская впадина, а южнее от Улутауского массива выделяется Джекказганская, Карагандинская, Чу-Сырысуйская, Илийская и Иссыккульская впадины (2.20).

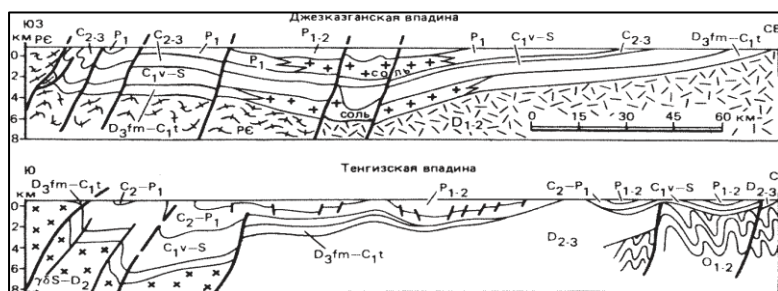


Рис. 2.20. Джекказганская и Тенгизская впадины (по В.А. Голубовскому)

Наиболее крупная из этих впадин — Тенгизская, размер которой составляет 350×280 км. Фундамент впадины (нижний палеозой и

древнее) находится на глубине 4–4,5 км. Аналогично построена и Джекказганская впадина. Карагандинская впадина на юге граничит с Тарбагатайским антиклинорием. Она выполнена угленосными образованиями девона, карбона, верхнего триаса и юры. Чуилийская впадина граничит с одноименным антиклинорием, вытянута в субмеридиональном направлении и заполнена породами от позднепалеозойского до современного времени. Иссыкульская впадина также заполнена отложениями от карбона до современных. Причем мощность неогенантропогенной толщи моласс составляет более 6 км. От перечисленных впадин резко отличается Илийская впадина, т. к. она была заложена в неогеновый период. К впадинам примыкают антиклинальные структуры, меньшие по раз мерам: Бетпакдалинский, Тарбагайский, Чу-Илийский,

ГЛАВА 2.

Заилийский антиклинорий. Кокчетавский и Улутауский массивы образуют внешнюю миогеосинклинальную зону Центрального Казахстана, которая к югу переходит в Чу-Илийский и Заилийский антиклинорий. Кокчетавский и Улутауский массивы в своем составе имеют участки еще более древней (архейпротерозой) складчатости, чем каледонская. К ранним каледонидам относятся Байконурский синклинорий, который простирается западнее Улутауского антиклинория, Калмыккульский синклинорий и другие структуры. Внутреннюю часть Казахского нагорья занимает обширная

Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система, которая в пределах Китая граничит с Джунгарским каледонским массивом.

В составе **Тянь-Шаня** различают две складчатые системы: каледонскую (Северный Тянь-Шань) и герцинскую (Южный Тянь-Шань).

Между каледонскими структурами Северного и Южного Тянь-Шаня выделяется Срединный Тянь-Шань, который состоит из двух тектонических зон: северная Чаткало-Нарынская (в ней проявились байкальские, каледонские и герцинские деформации) и южная — Курамино-Ферганская (проявились каледонский и герцинский этапы складчатости). Герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня имеет форму слабо выпуклой к югу дуги, в составе которой выделяют сегменты — Кызылкульский, Гиссаро-Алайский, Ферганский и Кокшаальский. Здесь разделенные разломами прослеживаются следующие тектонические зоны: Туркестано-Алайская, Зеравшанская и Северо-Гиссарская. Самая южная зона Южного Тянь-Шаня — Южно-Гиссарская, отделяющая структуры Южного Тянь-Шаня от наложенной на Афгано-Таджикский массив в мезокайнозой Южно-Таджикской впадины.

Тектоника Алтае-Саянской области

Тектоника **Алтае-Саянской** области очень сложная и определяется проявлением разных эпох складчатости: байкальской, каледонской и герцинской.

В тектоническом строении территории выделяются две главные подобласти (Е.Е. Милановский, 1996): восточная, Кузнецко-Саяно-Тувинская, в которой развитие завершилось в районе позднего силура (добайкальские структуры, испытавшие регенерацию в каледонский цикл) и западная, Салаиро-Алтае-Иртышская (в которой проявились почти все тектонические эпохи — от салаирской, каледонской, герцинской до позднегерцинской) (рис. 2.21).

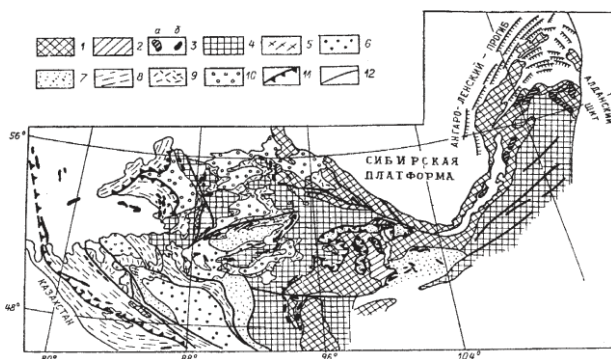


Рис. 2.21. Схема тектонического строения Алтае-Саянской и Байкало-Витимской складчатых областей (по Л.П. Зоненшайну и др., 1990):

- 1- докембрийский фундамент Сибирской платформы и древних массивов;
- 2-деформированный чехол древних массивов;
- 3-офиолиты (а — рифейские, б — вендские и нижнепалеозойские);
- 4- раннекаледонские складчатые зоны (салаириды);
- 5-7-поздние каледониды (5 — метаморфические толщи, 6 — осадочные толщи нижнего палеозоя, 7 — мета; морфизованные вулканические толщи);
- 8- герцинские складчатые зоны;
- 9 - девонские континентальные вулканиды;
- 10 -позднепалеозойские наложенные впадины;
- 11 - надвиги и шарьяжи;
- 12 -сдвиги

Основными структурными элементами Кузнецко-Саяно-Тувинской подобласти являются: 1) Тувино-Северомонгольский остаточный срединный массив; 2) Кузнецко-Восточносаянская салаирская складчатая система с наложенными герцинскими впадинами; 3) Западносаянская Тувинская каледонская складчатая система с наложенными герцинскими впадинами.

Восточносаянское складчатое сооружение представлено горстообразным Верхнекамским выступом, сложенным породами архея и нижнего протерозоя. К югу от него прослеживается Дербинский антиклинорий, выполненный сильно перемятыми породами нижнего протерозоя. Положительные структуры Верхнекамского выступа и Дербинского антиклинория разделены Манским синклинорием, сложенным образованиями рифея, венда и кембрия. Восточную часть подобласти образуют Кузнецко-Катунские сооружения, Минусинская впадина, являющиеся частью более крупного сооружения — Казыр-Кизирской складчатой зоны. Эта зона сложена вендскими и кембрийскими кремнисто-вулканогенными и осадочными породами. Среднюю часть Кузнецко-Восточносаянской системы занимают герцинские впадины: Абаканская (Северо-Минусинская и Южно-Минусинская), разделенные поднятием Батеневского кряжа, который сложен мощной толщей континентальных вулканогенных и терригенных образований девона, карбона и перми, смятых в складки — гребневидные и брахиантиклинальные.

Западносаянско-Тувинская каледонская складчатая система выделяется в составе подобласти и уходит своим южным окончанием в Монголию. Сооружения Западных Саян состоят из двух краевых поднятий: Джебашского — на севере и Куртушубинского — на юге и разделяющей их синклинальной зоны. Сложены поднятия в основном кремнисто-терригенными образованиями венда и среднего кембрия, а в синклинальной зоне накопились терригенные породы верхнего кембрия, силура, девона и нижнего карбона, которые здесь смяты в линейные складки. Южное продолжение Западных Саян выражено узким Шапшальским антиклинорием юго-восточного простирания.

В строении Тувинской складчатой системы различают две продольные зоны — Таннуольская и Северо-Тувинская, примыкающие к Северомонгольскому складчатому массиву.

Салаиро-Алтае-Иртышская подобласть объединяет следующие тектонические зоны, в которых завершился геосинклинальный этап в герцинскую эпоху: 1) Кузнецкий прогиб; 2) Ануйско-Чуйская складчатая система; 3) Горный Алтай; 4) Иртыш-Зайсанская складчатая система; 5) Томь-Колывановская складчатая зона.

Кузнецкий краевой прогиб (Кузнецкий бассейн) выполнен терригенно-вулканогенными отложениями девона — на востоке и терригенно-карбонатными отложениями — на западе, терригенно-вулканогенными образованиями карбона, перми и триаса, перекрытые горизонтально залегающими лимническими породами юрского периода. Основные складчатые движения произошли в триасе. Фундамент в прогибе докембрийский.

Салаирский кряж представляет собой складчатое надвиговое сооружение на границе с Барнаульским срединным массивом Западно-Сибирской плиты. До среднего кембрия Салаирский кряж развивался как эвгеосинклинальная зона, а с позднего кембрия до карбона — как миогеосинклинальная зона. Накопленные толщи пород эвгеосинклинального типа (вулканогенные образования преобладают) сильно

ГЛАВА 2.

отличаются от миогеосинклинального типа (преобладают карбонатные и молассовые отложения). Складчатый процесс в Салаирском кряже завершился в герцинском цикле.

Ануйско-Чуйский синклинорий является южным продолжением Салаирского кряжа. В нем различают два структурных этажа: каледонский и герцинский. Чуйская впадина характеризуется наложенным планом и заполнена неоген-четвертичными отложениями.

Мегантиклинорий Горного Алтая представляет каледонское сооружение, испытавшее регенерацию в герцинскую эпоху тектогенеза, проявившуюся в образовании наложенных структур. Его главными элементами являются Холзунско-Чуйский и Талицкий антиклинории и Чарышский синклинорий. Между герцинским обрамлением Горного Алтая на западе и Казахским мелкосопочником (Чингиз-Табарбагатайский мегантиклинорий Казахстана) располагается широкая Иртыш-Зайсанская герцинская складчатая система. В ней выделяются две крупные структуры на северозападе раннегерцинская Рудного Алтая и на северовостоке позднегерцинская Зайсанская. *Томь-Колывановская* герцинская складчатая система является северо-западным продолжением Иртыш-Зайсанской системы. Сложена она карбонатно-терригенными породами среднего девона и нижнего карбона, сжатыми в складки в конце палеозоя и прорванными многочисленными интрузиями.

Тектоника Байкало-Охотской области

В Байкало-Охотской складчатой области (второе название — Монголо-Охотский складчатый пояс) выделяют две разные по протяженности складчатые подобласти. Ее меньшую часть занимает Прибайкалье и Забайкалье (байкальская складчатая система — салаириды), граничащие на севере с Тувино-Северомонгольским массивом и Байкальским участком, а на востоке упирающаяся в западный край Алдано-Станового щита. Значительную часть области занимает ее восточное продолжение (ветвь), простирающаяся до акватории Охотского моря (герцинско-позднекимерийская складчатая система). С юго-востока область «подпирается» Южно-Монгольской герцинской системой и Буреинско-Дунбэйским участком мезозойской платформы. С востока область ограничена Сихотэ-Алинской складчатой системой Тихоокеанского подвижного современного пояса.

В составе *Монголо-Охотского складчатого пояса* выделяют следующие структурные элементы: Буреинский срединный массив, Ачинское поднятие, Джагдино-Тукурингрский, Шантарский, Хингано-Буреинский антиклинории, Ононско-Газимуровский синклинорий, ряд меж горных впадин и наложенную Зейско-Буреинскую впадину (рис. 2.22).



Рис. 2.22. Схема тектонического строения Монголо-Охотского пояса: 1 – границы пояса в пределах России; 2 – Ачинское поднятие; 3 – Буреинский срединный массив; 4 – оси антиклинориев (А – Джагдино-Тукурингрского, Б – Шантарского, В – Хингано-Буреинского); 5 – ось Ононско-Газимуровского синклинория; 6 – межгорные впадины (а – Верхнезейско-Удская, б – Амуро-Зейская, в – Буреинская); 7 – Зейско-Буреинская наложенная мезозойская впадина [по Смирновой М.Н., 78]

В Западно-Забайкальской подобласти различают следующие тектонические структуры: продольные зоны — Джидино-Верхневитимская (каледониды) и Малхано-

Яблоновое поднятие (сложено гранитоидами, гнейсами, сланцами раннепротерозойского возраста и позднепермско триасовыми вулканитами).

В *Восточно-Забайкальском сегменте* выделяют (с запада на восток): Даурскую складчатую зону (герциниды), Центрально-восточнозабайкальскую зону (герцинопозднекимериды) и Аргунское поднятие (срединный массив), осложненное на западной границе Приаргунским байкалосалаирским прогибом. Даурская зона, начиная от Читы, до границы, большая ее часть находится на территории Центральной Монголии (*Хангай-Хентейская герцинская зона*). Образования от верхнерифейских до верхнекаменноугольных включительно смяты и прорваны позднепалеозойскими гранитоидами. В составе Центрально-Восточнозабайкальской зоны выделяются три подзоны: западная, или Ингода-Ононский прогиб, заполненный отложениями перми, триаса и нижней юры; средняя-Ачинское поднятие, сложенное нижнепротерозойскими метаморфитами и вулканогенноосадочными породами рифея–нижнего палеозоя, смятыми в складки; восточная — Газимурский прогиб, заполненный толщей по род нижней и средней юры, слабо смятой в линейные складки. Следует подчеркнуть, что Восточный и Амуро-Ахотский сегменты более протяженные и узкие в отличие от Восточного Забайкалья. В строении региона участвуют крупные, но узкие положительные массивы- Такуринский и Джагдинский. В составе Такуринского участка выделяют Ольдойский раннегерцинский антиклинорий и Верхнеамурский мезозойский синклинорий. Восточнее располагается Джагдинское складчатое сооружение, которое на севере отделяется от Алданского щита вулканитами Станового участка (зеленокаменный пояс серых вулканитов) — Зейско-Удский мезозойский краевой прогиб, сформировавшийся на месте закрытия Палеоазиатского океана, разделявшего в палеозое Сибирскую и Китайскую платформы. Джагдинское складчатое сооружение с юга подпирается основанием палеозойских структур Буреинского массива, значительная часть которого через складчатый Хинган располагается в Монголии. Буреинский массив отделяется от Джагдинского наложенным узким Селемджинским прогибом, заполненным меловыми вулканитами. Нужно отметить, что тектоническое строение Восточного Саяна постоянно усложняется в связи с новыми исследованиями территории по трассе БАМ. Здесь предложено несколько тектонических схем, которые отличаются площадью охвата и новым взглядом на время геоблоков (Е.Е. Милановский, 1996; Е.А. Козловский, 1986; А.П. Зоненшайн, 1990 и др.). Приводим схему Восточного Саяна (по Козловскому, 1986) на которой показано разделение Саянской складчатой области Алданского щита Сибирской платформы от позднепротерозойского (Баргузинский массив) и палеозойских массивов Монголо-Охотского складчатого пояса (рис. 2.23). Значительная часть средней и восточной части Урало-Монгольского складчатого пояса располагается на территории Монголии и Северного Китая. Восточный Саян, Хамар-Дабанская складчатая зона, Джагдинский и Буреинский массивы совместно с Монголией входят в состав крупного Центральноазиатского складчатого пояса.

В Монголии и в Северном Китае продолжаются структуры Урало-Монгольского пояса от герцинид Тянь-Шаня до Тувино-Северомонгольского массива вплоть до Северного Китая, огибают их и возвращаются в Россию — в Забайкалье и в Приморье. Байкальский мегаблок, Тувино-Северомонгольский массив и складчатое обрамление Алдано-Станового щита образуют крупную зону Монголо-Охотских глубинных разломов, простирающихся на восток на 3000 км до Охотского моря. Складчатые системы Горного Алтая России получили свое продолжение в составе каледонид Монгольского Алтая, протяженностью до 300 км.

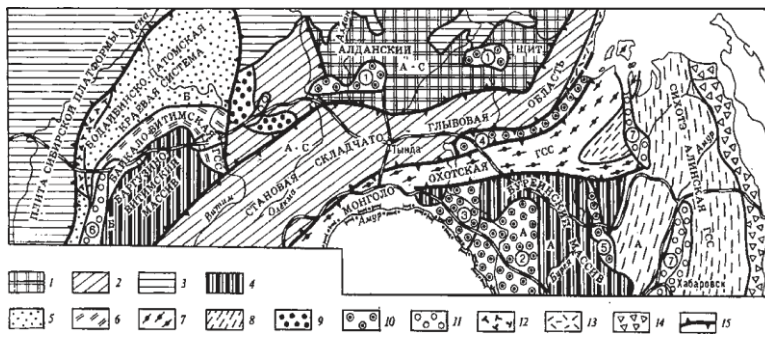


Рис. 2.23. Тектоническая схема Восточного Саяна: [по Козловскому Е.А., 46].

1 — Алданский щит; 2 — Становая складчато-глыбовая область; 3 — плита Сибирской плат; формы; 4 — массивы: позднее-протерозойской консолидации (Баргузино-Витимский), ранне-палеозойской консолидации (Буреинский); 5 — краевая Бодайбинско-Патомская

система (на докембрийском фундаменте); 6–9 — геосинклинальные складчатые системы (ГСС); 6 — Байкало-Витимская (протерозойская); 7 — Монголо-Охотская (палеозойско-мезозойская); 8 — Сихотэ-Алинская (поздне-мезозойская); 9 — Удоканский авлакоген (раннепротерозойский); 10 — прогибы (5) и (1–4) поздне-мезозойско-кайнозойские: Южно-Якутские (1), Зейско-Буреинская (2), Амуро-Зейская (3), Верхне-Зейская (4), Буреинский (5); 11 — рифтовые системы (кайнозойские): Байкальская (6), Амуро-Охотская (7); 12–14 — вулканогены: 12 — Аkitканский (средний протерозой), 13 — Удско-Охотский (поздняя юра — палеоген), 14 — Восточно-Сихотэалинский (поздний мел — неоген); 15 — главные граничные разломы; геоблоки: А — С — Алдано-Становой, Б — Байкальский, А — Амурский.

Между южным краем Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системы и Таримского массива Китайской древней платформы располагаются складчатые сооружения Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня. На востоке эти складчатые системы, как и вся Южно-Монгольская складчатая система, подходят к поздне-мезозойскому вулканоплутонигенному поясу Большого Хингана. На территории Монгольской и Китайской частей Урало-Монгольского складчатого пояса выделяются 150 грабенообразных впадин, заполненных континентальными, часто угленосными, отложениями и вулканитами юры и мела, в общем представляющих единую рифтовую зону протяженностью до 1500 км и шириной до 700–1000 м. Одним из примеров этих рифтов является оз. Байкал на территории России.

Тектоника молодой Западно-Сибирской плиты

По результатам бурения установлено блоковое строение фундамента. Значительная часть относится к эпигерцинскому блоку, простирающемуся по широте от центра плиты к восточному склону Уральского хребта. На востоке и севере плиты выделяются более древние геоблоки фундамента — Байкальские, а возможно, и более древние. Границей разновозрастных геоблоков фундамента служат Байдарадский и Тазо-Колпашевский глубинные разломы. В теле фундамента выявлены протяженные грабены, сложенные пермскими, триасовыми и частично нижнеюрскими образованиями мощностью до 4 км. Ряд исследователей (В.С. Сурков и др.) относят эти грабены к рифтовым зонам, т. к. под ними установлена утоненная земная кора (до 35 км), значительный тепловой подток, микросейсмичность и грабенообразное строение.

Геологические и геофизические исследования позволили выделить в фундаменте шесть складчатых систем: Приенисейскую, Ямало-Саянскую, Казахстанскую, Уральскую, Обь-Зайсанскую и Таймырскую верхнепротерозойского и палеозойского возраста и четыре самых крупных срединных массива: Ямало-Гыданский, Верхнехетский, Иртыш-Надымский и Барнаульский с карельским и байкальским

цоколем (С.К. Барыкин, 1988). В структурном плане Западно-Сибирской плиты выделяются два тектонических пояса: Внешний, где преобладают (до 80%) положительные и нейтральные структуры, и Внутренний, где преобладают (до 67%) отрицательные формы различного порядка. К наиболее крупным тектоническим структурам относятся Ямальская, Сосьвинская, Тобольская (Ватай-Итимская), Среднеобская и Таз-Колпашевская антеклизы, Мало-Хетская, Приколывановская и Казачинская зоны поднятий. Каждая из них осложнена сводами, мегавалами, мегапрогибами, впадинами и моноклиналями (рис 2.24).

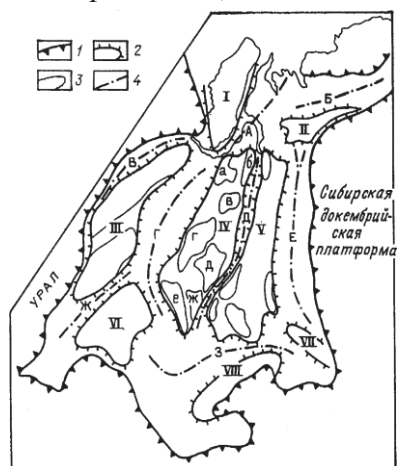


Рис. 2.24. Схема тектонического строения осадочного чехла Западно-Сибирской плиты: 1 — граница плиты; 2 — антеклизы и зоны поднятий (I — Ямальская антеклиза, II — Малохетско-Хетская зона поднятий, III — Сосьвинская антеклиза, IV — Среднеобская антеклиза, V — Таз-Колпашевская антеклиза, VI — Тобольская антеклиза, VII — Казачинская зона поднятий, VIII — Приколывановская зона поднятий); 3 — своды (а — Северо-Ненецкий, б — Нижне-Пурский, в — Пурпейский, г — Сургутский, д — Нижневартовский, е — Демьяновский, ж — Каймысовский); 4 — оси синеклиз и мегапрогибов (А — Гыданская синеклиза, Б — Усть-Енисейская синеклиза, В — Ляпинский мегапрогиб, Г — Ханты-Мансийская синеклиза, Д — Колтогоро-Уренгойский мегапрогиб, Е — Приенисейская синеклиза, Ж — Тюменский мегапрогиб, З — Иртыш-Кулундинская синеклиза [по Н.Ф. Борисову, Суркову В.С., 81]

Положительные геоструктуры плиты разделяются крупными областями прогибания — синеклизами: Ханты-Мансийская, Гыданская, Усть-Енисейская, Приенисейская, Иртыш-Кулундинская и крупными прогибами: Ляпинский, Тюменский, Колтогоро-Уренгойский и др. Положительные тектонические структуры по краям осложнены нарушениями. В осадочном чехле выделяются разломы фундамента, разломы, захватывающие кровлю фундамента и нижнюю половину плиты, а также разломы, секущие всю толщу осадочного чехла (рис 2.25).

Разломы в фундаменте и чехле делят плиту на отдельные блоки. Синеклизы отличаются по строению (мегапрогибы) — они обычно протяженные (например, Колтогоро-Уренгойский мегапрогиб имеет длину 1200 км) и широкие (до 50–70 км).

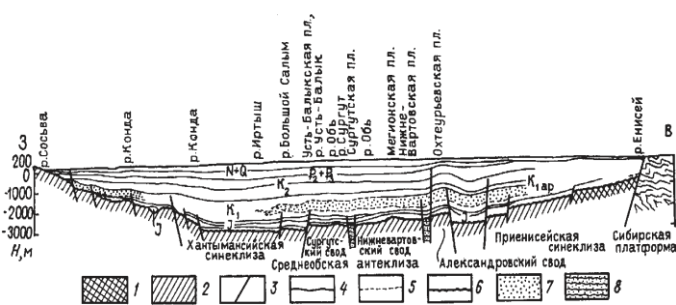


Рис. 2.25. Схематический широтный профиль через Западно-Сибирскую плиту по линии р. Сосьва – р. Сургут – р. Енисей (по Н.Ф. Берсеневу). Фундамент: 1 – байкальский (?), 2 – палеозойский; 3 – разломы; границы: 4 – стратиграфические, 5 – фациальные; 6 – поверхность складчатого фундамента; отложения: 7 – преимущественно песчаные, 8 – пермо-триасовые, выполняющие тафрогены.

Наиболее прогнутая часть внутренней тектонической области (пояса) получила название Ямало Тазовской мегасинклинали (или современная тектоническая область), а приподнятая часть внутренней области с характерным плоским строением была названа Обской террасой — южная тектоническая область, в их составе развиты антеклизы синеклизы и элементы более низших порядков. Важной особенностью

ГЛАВА 2.

тектоники фундамента и осадочного чехла является наличие крупных региональных разломов разного простирания (широтного и меридионального), разделяющих плиты на отдельные блоки (рис. 2.26).



Рис. 2.26 Карта разрывных нарушений различного возраста и глубины зложения Западно-Сибирской плиты (с упрощениями) (составители Е.В. Герман и А.Н. Ласточкин): 1 — границы бассейна; 2 — разломы фундамента, проникающие в осадочный чехол и затухающие в различных его горизонтах; 3 — разрывные нарушения, секущие всю толщу осадочного чехла

Тектоника Средиземноморского подвижного пояса

Средиземноморский подвижный пояс делится на три ветви: собственно Средиземноморская, Памиро-Гималайская и Индонезийская. Ряд участков России и ближнего зарубежья входят в состав Средиземноморской ветви, которую представляют тектонические структуры мезозойские, но в основном альпийские, местами с выступами палеозойского и более древнего основания: Карпаты, Динариды, Балканы (Эгейский участок на западе), Черноморско-Анатолийский, Кавказский, Туркменский, Иранский, Афганский, Пакистанский участки и Памиро-Кашмирский (Гималайская ветвь).

Тектоника Скифской платформы

Описание средиземноморского пояса начнем с молодой (эпигерцинской) **Скифской** плиты. Территориально она совместно с молодой Южно Туранской плитой и ЮжноТуранскими участками образует северный периферийный участок молодых платформ, входящих в состав Средиземноморской ветви подвижного пояса (Е.Е. Милановский, 1996).

В тектоническом отношении у молодой Скифской плиты различают фундамент и чехол. Фундамент образует несколько разновозрастных геоблоков от байкальских до раннемезозойского (Ейско-Березанская зона поднятий). Самое крупное поднятие фундамента на Скифской плите — Ставропольское, разделяющее Азово-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины. В западной части плиты в Степном Крыму геологами отмечается крупная зона приподнятого фундамента — Тарханкутское поднятие. В районе Евпатории протягивается Новоселовский горст. К востоку фундамент Скифской плиты резко погружается. Фундамент располагается на разных отметках от 1500–2000 м (Степной Крым) до 5000–8000 м (район Маныча и Терско-Каспийского прогиба) (рис. 2.27).

В **строении платформенного чехла** Скифской плиты участвуют крупные геоструктурные элементы: Ставропольско-Припущская антеклиза, погребенный кряж Карпинского, Сальское поднятие, Ейско-Березанская зона поднятий, Адыгейский и Минераловодский выступы, Восточно-Манычский и Гудиловский прогибы, Кропоткинская и Чернолесская впадины, Западно-Кубанский и Терско-Каспийский передовые прогибы. В пределах Степного Крыма выделяют две крупные структуры чехла: Тарханкутское поднятие и окаймляющую его с севера Сивашскую впадину, выполненная олигоценowymi и антропогенowymi осадками.

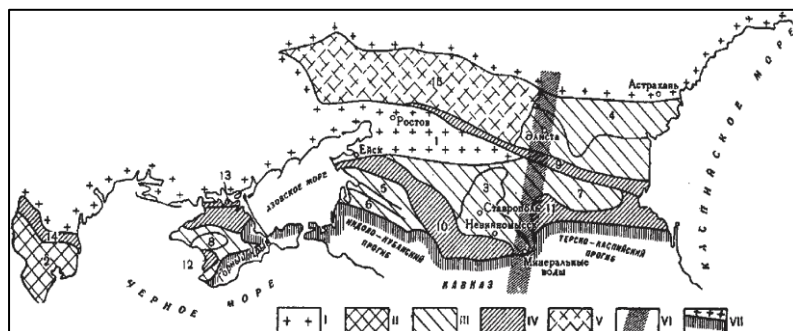


Рис. 2.27. Схема основных структурных элементов Скифской плиты (по В.Е. Хаину): I – выступы докембрийского фундамента, II – выступы герцинского фундамента, III – области относительно неглубокого залегания фундамента, IV – области глубокого залегания фундамента, V – наложенная зона в авлакогене Большого

Донбасса, VI – глубинные разломы, VII – границы Скифской плиты с Русской плитой и с альпийскими складчатыми сооружениями. Структуры: 1 – Азовский выступ (докембрий), 2 – поднятие Добруджи (герциниды), 3 – Ставропольское поднятие, 4 – поднятие Карпинское, 5 – Каневско-Березовская зона поднятий, 6 – Тимашевское поднятие, 7 – Прикумская зона поднятий, 8 – Тарханкутское поднятие, 9 – Манычский прогиб, 10 – Восточно-Кубанский прогиб, 11 – южная часть Терско-Кубанского прогиба, 12 – Альминская впадина, 13 – Каркинитский и Сивашский прогибы, 14 – Преддобруджский прогиб, 15 – складчатая системы Донбасса

Структура чехла в Приазовье и Предкавказье характеризуется общим увеличением мощностей и очень пологим наклоном слоев на юг. В северозападной части плиты расположена Причерноморская впадина на глубины до 6–8 км, северное крыло которой наложено на южный склон Украинского щита. В центре Крыма расположено Симферопольское поднятие, от которого в стороене Азовского моря отходит Новоцарицино-Азовский вал. Особое место в тектонической структуре Скифской плиты отводится горноскладчатым структурам Донбасса (Донецкий кряж). Часть исследователей относит его к окраине Восточно-Европейской платформы. Другая часть геологов включает его в состав Скифской плиты. В его пределах развиты разломы, по которым происходило внедрение магм.

Тектоника Туранской эпигерцинской плиты

Различают тектонику фундамента и осадочного чехла Туранской плиты. Фундамент состоит из отдельных крупных геоблоков, образованных в разные эпохи складчатости (возможно, байкальской, каледонской, ниже — и верхнегерцинской). В строении фундамента плиты выделяются сравнительно узкие герцинские и древние киммерийские складчатые зоны и разделяющие их древние срединные массивы. Следует подчеркнуть, что домезозойский фундамент Туранской плиты составлял единое целое с Западно-Сибирской плитой. По данным бурения, породы фундамента интенсивно метаморфизованы (рис. 2.28).

Наиболее крупные поднятия в теле платформенного чехла следующие: Центрально-Туркменская (Карабогаз-Каракумская) и Кызылкумская антеклизы, Центрально-Аральская, Мангышлакская, Центрально-Устюртская зоны поднятий, Среднекаспийский, Бузачинский своды, Бадхыз-Карабийская ступень, Северо и Мангышлакско-Устюртская, Мургабская (Амударьинская), Сырдарьинская синеклизы, а также Предкопетдагский передовой прогиб.

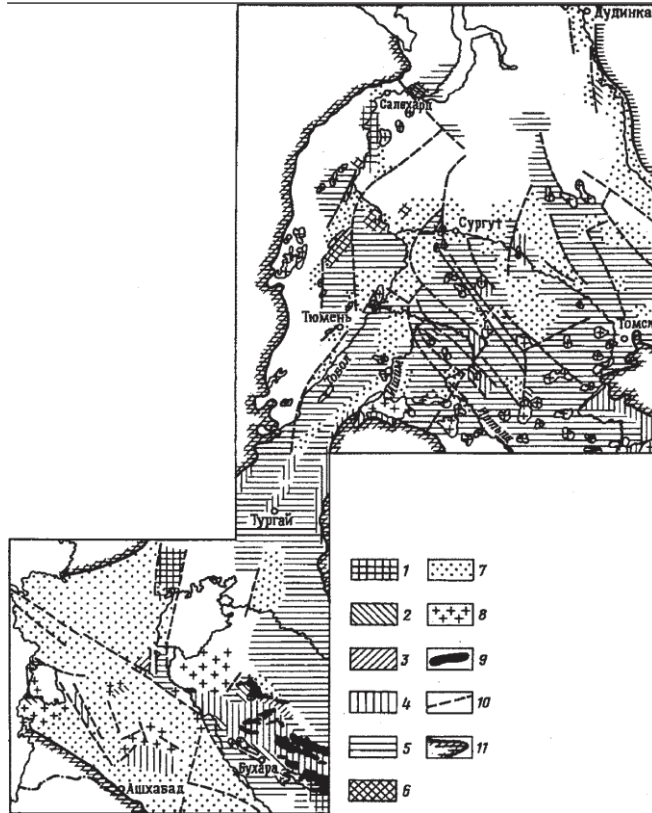


Рис. 2.28. Карта метаморфизма докембрийских пород Туранской и Западно-Сибирской плит (составил О.А. Шнип). Области преимущественного распространения на доюрской поверхности пород, метаморфизованных в фациях: 1 — амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой, 2 — зеленых сланцев биотит-хлоритовой субфации, 3 — зеленых сланцев мусковит-хлоритовой субфации, 4 — зеленых сланцев серицит-хлоритовой субфации, 5 — пренит-пумпеллиитовой глинистых сланцев, 6 — нерасчлененной зеленых сланцев; области преимущественного распространения на доюрской поверхности пород: 7 — неметаморфизованных, 8 — интрузивных разного состава; 9 — выходы доюрских пород на поверхность в пределах плит; 10 — основные разломы (по данным СНИИГГиМС, ИГиРГИ, ЗапСибНИГНИ); 11 — границы плит

Тектоника Кугитанг-Байсунской зоны

Тектоника **Кугитанг-Байсунского** (Южно-Таджикского) региона определяется системой складчатых структур, линейно вытянутых в северо-восточном направлении в мезокайнозойских отложениях осадочного чехла, сформировавшихся в неогене на месте восточного участка Туранской платформы. Восточная его часть (Байсун-Кугитангский участок) представляет собой сложный альпийский антиклинорий, протяженностью свыше 100 км. В ядрах антиклинория обнажаются допермские образования, а сам антиклинорий выполнен молассой и терригенно-карбонатными породами юрского и мелового возраста. Складки осложнены взбросами, надвигами и проявлениями юрских солей на поверхности. Западная часть региона представлена структурой Афгано-Таджикской впадины.

Тектоника Карпат

В тектоническом отношении **Центральных Карпат** выделяется Предкарпатский краевой прогиб, надвинутый с юго-запада на покровно складчатые сооружения (ВосточноКарпатский мегантиклинорий) и Закарпатский межгорный прогиб. *Предкарпатский передовой прогиб* является переходной зоной между югозападной частью Восточно-Европейской платформы и складчатой зоной Восточных Карпат (рис. 2.32). Породы в прогибе представлены в основном образованиями миоцена, надвинутые в виде чешуй на палеозойские, а также на мезозойские породы края Восточно-Европейской платформы. Выделяются Майданская, Бориславская,

Долинская, Самборская и Калушская чешуи. В части прогиба, прилегающей к Восточным Карпатам, миоценовые молассы вместе с подстилающим их верхнемеловым и палеогеновым флишем смяты в складки и смещены к северовостоку в виде многоярусных надвиговых чешуй.

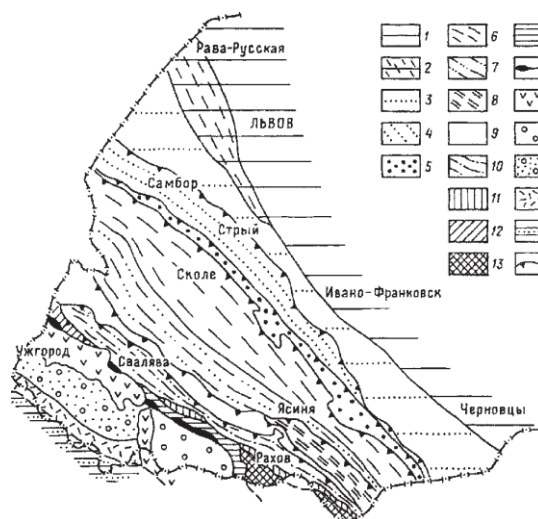


Рис. 2.32. Схема тектонической зональности Украинских Карпат (по С.С. Круглову и др., с изменениями): 1 — Львовская впадина с добайкальским фундаментом; 2 — ее юго-западная Рава-Русская зона с байкало-каледонским фундаментом; 3–5 — Пред-Карпатский краевой прогиб: 3 — внешняя зона; 4–5 — внутренняя зона; 4 — Самборская под-зона, 5 — Покутско-Бориславская подзона; 6–15 — складчато-покровное альпийское сооружение Внешних Карпат: 6 — Скибовая зона, 7 — Кросненская зона, 8 — Черногорская зона, 9 — Дуклянская зона, 10 — Поркулецкая зона, 11 — Раховская зона, 12 — Магурская зона, 13 — Раховский (Мармарошский) кристаллический массив, 14 — зона Мармарошских утесов, 15 — зона Пеннинских утесов; 16 — Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда; 17 — Солотвинская (Верхнетисенская)

межгорная впадина; 18 — Чоп-Мукачевская межгорная впадина; 19 — Береговская вулканическая гряда; 20 — краевая зона Паннонской межгорной (внутренней) впадины; 21 — фронтальные зоны крупных тектонических покровов

Складчатая структура Восточных Карпат — главный тектонический элемент всей Карпатской области. В его составе от Предкарпатского прогиба на запад выделяются следующие тектонические зоны: внешняя антиклинальная, центральная синклиналичная, внутренняя антиклинальная и Раховский массив.

Тектоника Кавказа

В тектоническом строении Кавказа различают к югу от Скифской плиты пять главных продольных зон: зона Предкавказских краевых прогибов; мегантиклинорий Большого Кавказа; зона Закавказских срединных массивов и внутренних (межгорных) впадин, мегантиклинорий Малого Кавказа и Среднеараксинский межгорный прогиб (рис. 2.33).

Зона Предкавказских позднеальпийских краевых прогибов состоит из Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов, разделенных небольшой Минераловодской седловиной. Мощность мезокайнозойских отложений в прогибах достигает 10–15 км. Минераловодская седловина, расположенная на оси Транскавказского поперечного поднятия, сложена пологозалегающими отложениями палеогена, прорванными рядом небольших позднемиоценовых интрузий кислого состава — лакколлитов и магматических диапиров — Бештау, Развалка, Машук и др.

Мегантиклинорий Большого Кавказа является наиболее крупной тектонической структурой Кавказской области. В его структуре различают ядро, широкое северное крыло и узкое, смятое, опрокинутое и надвинутое к югу — южное. Горстантиклинорий Главного хребта (ядро) надвинут к югу на складчатую зону Южного склона.

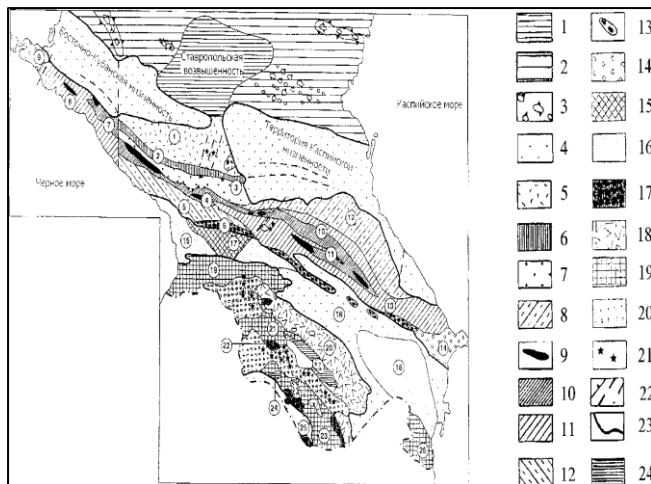


Рис. 2.33. Главная структура Кавказа (по Н.В. Короновскому). Эпипалеозойская плита: 1 — возвышенность, 2 — низменность, 3 — брахиоструктуры, 4 — впадины и межгорные прогибы. Мегаантиклинорий Большого Кавказа: 5 — южная часть плиты (рифей, палеозой и мезозойское основание), 6 — зоны передового прогиба с палеозойским основанием, 7 — рифей-палеозойские кристаллические скалы Главного хребта (горстантиклинорий), 8 — северная сторона антиклинория мезозойского состава, 9 — средне и позднепалеозойские впадины, 10 — нижне — и среднеюрские отложения, 11 — позднеюрские и триасовые отложения, 12 — северная

сторона мезо; зойского антиклинория (вулканиты), 13 — мезозойские и кайнозойские скалы, 14 — кайнозойские накопления на краях впадин, 15 — зона транскавказских гор, 16 — наложенная горная впадина, 17 — палеозойские поднятия, 18 — вулканиты горы Главного хребта, 19 — меловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные породы, 20 — неогенчетвертичные вулканиты, 21 — главные потухшие вулканы, 22 — разломы, 23 — границы главных структур, 24 — офиолитовые зоны. Цифрами в кружках показаны: 1 — Лабино-Малккая зона, 2 — Псекиш-Тырнаузская зона, 3 — Главный хребт горстантиклинория, 4 — Шатонский антиклинорий, 5 — Абхазско-Русская зона, 6 — Кахетско-Лекумская зона, 7 — Готский антиклинорий, 8 — Новороссийский синклинорий, 9 — Таманская впадина, 10 — Главный хребт, 11 — Боковой хребт, 12 — Лимнорегион Дагестана, 13 — Кларо-Дибразский синклинорий, 14 — Ашиероно-Кабыстанский синклинорий, 15 — Рионская впадина, 16 — Куринская впадина, 17 — Дзирульская возвышенность, 18 — Нижнекуринский массив, 19 — Аджаро-Триалетская складчатая зона, 20 — Самхето-Карабахская складчатая зона, 21 — Севанская складчатая зона, 22 — Михано-Зангезурская складчатая зона, 23 — Еревано-Ордубадская складчатая зона, 24 — Ведетская складчатая зона, 25 — Среднеаракская впадина, 25 — Талишское поднятие

В восточной части зоны Транскавказского поперечного поднятия приурочены две области проявления новейшего магматизма — Эльбрусская и Казбекская. Главными элементами зоны Закавказских срединных массивов и межгорных впадин являются заполненные мощными неогенчетвертичными молассами Рионская, Куринская впадины и Дзирульский выступ домезозойского фундамента Грузинского срединного массива. Почти весь самый обширный участок Закавказья занимает Нижнекуринская впадина, наложенная на Азербайджанский массив.

Мегантиклинорий Малого Кавказа отличается от мегантиклинория Большого Кавказа дугообразной формой. В его строении различают два участка — относительно приподнятый западный, лежащий в полосе Транскавказского поперечного поднятия, и восточный — менее приподнятый. Естественным продолжением Малого Кавказа на юговостоке является Нижнеараксинская наложенная впадина и Тальшская складчатая зона. В составе Малого Кавказа выделяют три синклинорные зоны: Аджаро-Триалетская, Севанская и Еревано-Ордубадская, и антиклинорные зоны: Самхето-Карабахская, Мисхано-Зангезурская, Даралагезская.

Тектоника Крыма

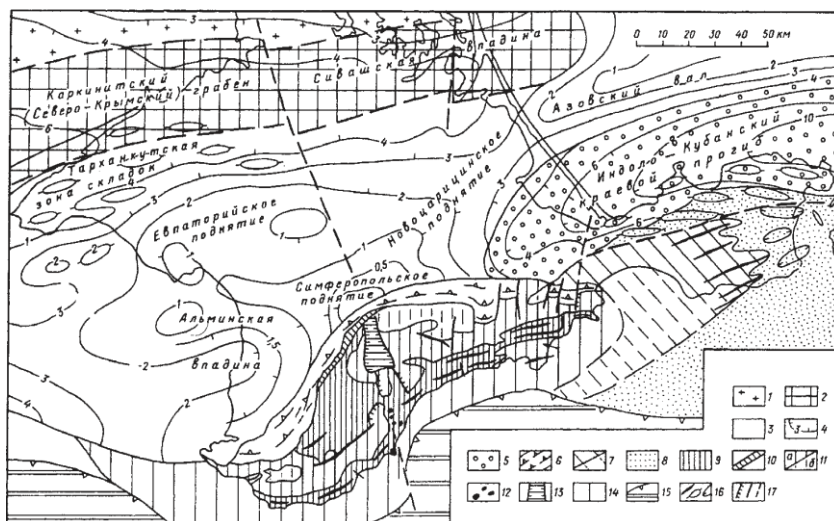


Рис. 2.34. Схема тектонического строения Крымского полуострова (по Е.Е. Милановскому, 1996) 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Северо-Крымская переходная зона; 3 — Скифская плита; 4 — стра-тоизогипсы (изолинии глубины основания) меловогокайнозойского осадочного чехла, в км; 5–15 — Альпийский складчатый пояс: 5 — краевой прогиб; 6–14 — мегантиклинорий Горного

Крыма (позднеальпийское сводовое поднятие позднекимерийского складчатого сооружения), в т. ч.: 6 — его северное крыло (моноклинально залегающие меловые и палеогеновые отложения); 7 — его восточное окончание (отложения олигоцена — нижнего миоцена на суше и на дне моря); 8 — зона погружения (отложения среднего миоцена — плиоцена); 9 — антиклинории (отложения верхнего триаса — средней юры); 10 — тыловая Лозовская зона; 11 — синклинали (отложения верхней юры — а, нижнего мела — б); 12 — интрузивные тела среднеюрского возраста; 13 — грабены (заполненные отложениями мелового возраста); 14 — опустившаяся в позднем кайнозое часть мегантиклинория; 15 — северный край Черноморской глубоководной впадины; 16 — конфигурация складок осадочных пород; 17 — разломы установленные и предполагаемые

В тектоническом плане позднекимерийского складчатого сооружения **Горного Крыма** различают пять главных структурных элементов: 1) складчатое ядро, 2) северное крыло, 3) южное крыло, скрытое под водами Черного моря, 4) восточная переклинали, 5) Керченско-Таманская зона поперечного погружения. К восточной переклинали и Керченско-Таманской зоне примыкает с севера западная часть Индоло Кубанского прогиба, заполненного мощными толщами неогеновых моласс. В составе складчатого ядра выделяют Северную антиклинальную зону (Качинский антиклинорий), южную антиклинальную зону (Алуштинский антиклинорий и Ялтинская антиклиналь), разделенные Центральной синклиальной зоной, которую образует Восточно-Крымская и Яйлинская синклинали (рис. 2.34).

Тектоника Копетдага

В составе ЮжноТуркменской складчатой альпийской системы (**Копетдаг**) различают домезозойский фундамент, погруженный на 8–10 км, затем плитный комплекс, состоящий из отложений юры, мела и палеогена и молассовый комплекс сравнительно небольшой мощности — 2–2,5 км — олигоцен — нижний плейстоцен. Горноскладчатая система Копетдага ограничена Предкопетдагским краевым прогибом, а на юго-западном погружении Копетдага располагается Закаспийская межгорная впадина. На северной стороне Копетдага прослеживается Предкопетдагский глубинный разлом надвинутого типа. К этому разлому приурочена группа термальных

источников, а также связанных с ним серий землетрясений которые свидетельствуют о его сейсмической активности. Разлом регионального плана — он протягивается на северозапад, через Скифскую плиту и переходит в Пшекиш-Тырныаузский глубинный разлом на Кавказе. Южнее данного разлома выделяется система антиклинальных складкок (передовая цепь Копетдага). На юге от нее располагаются структуры главного антиклинория (мегантиклинорий) Копетдага, значительная часть которого находится в Иране. К западу мегантиклинорий расширяется от 50 до 200 км. Складки приобретают пологий, кулисообразный вид и погружаются под неогеновые молассы ЗападноТуркменской впадины. На западном окончании Копетдага выделяются складчатые зоны Кубадага, Большого и Малого Балхана, граничащие через Келькорский прогиб и Прибалхашскую зону погружений с Южнокаспийской впадиной. Предполагают, что западные границы с Копетдагом — Южнокаспийская впадина погружена на 15–20 км. На востоке меридиональный Тедженский глубинный разлом отделяет Копетдаг от ЮжноТуранской плиты. Геофизики высказали предположение, что в районе Большого Балхана и Кубадага подошва мезокайнозоя погружена не на 8–10 км, как считали раньше, а на 20 км, что подтверждается и данными по Келькорскому прогибу, где подошва мезокайнозоя располагается от 10 до 20 км и глубже. На юге Копетдагской системы антиклинариев, протянувшихся с Кавказа до юга Туранской плиты, через Себзеварскую впадину контактирует с Иранским срединным массивом.

Тектоника Памира

В тектонической структуре современного **Памира** выделяются следующие зоны: Северный Памир, Центральный Памир и Южный Памир. О возрасте складчатости Памира нет общего мнения. Так, группа геологов Северный Памир относит к структурам альпийского пояса Северной Евразии (Б.А. Петрушевский и др.), другие его относят к герцинской складчатой области (Б.П. Бархатов и др.), есть и третий подход — складчатая область по времени проявления и формирования относится к герцинскому и киммерийскоальпийскому орогенному этапу (Е.Е. Милановский и др.) (рис. 2.35).

Северный Памир представляет собой крупный мегантиклинорий глыбового типа, центр которого образуют сложноскладчатые и сильно метаморфизованные образования палеозойского возраста. С севера антиклинорий отделен от Предпамирского прогиба (Алайская долина) крупным северопамирским глубинным разломом. Алайская долина на западе переходит в Афгано-Таджикскую впадину, оконтуривающую с запада и юго-запада мегантиклинорий Дарваза и Памира. Периферийные части Северного Памира выражены складчатыми структурами и сложены континентальными породами мезокайнозоя. С юга Северный Памир ограничен Центрально-Памирской шовной зоной, в состав которой входят два разлома протяженностью свыше 100 км.

Центральный Памир — сложный синклиний, выраженный палеозойскими и мезозойскими образованиями. Существует предположение, что складчатые структуры Центрального Памира образовались за счет горизонтальных перемещений литосферных пластин в виде чешуй и шарьяжей.

Южный Памир — крупный мегасинклиний, сложенный мощной толщей кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов, наложенных на эпибайкальскую платформу, которые прорваны многочисленными интрузиями. В Юго-Западном

Памире выделяется древний срединный массив, осложненный многочисленными интрузиями гранитов верхнемелового и миоценового возраста. В целом глубинные структуры Памира характеризуются очень большой мощностью — от 60 до 80 км. Территория Памира высокосейсмична, и очаги землетрясений располагаются в земной коре и верхней мантии на глубинах до 400 км.

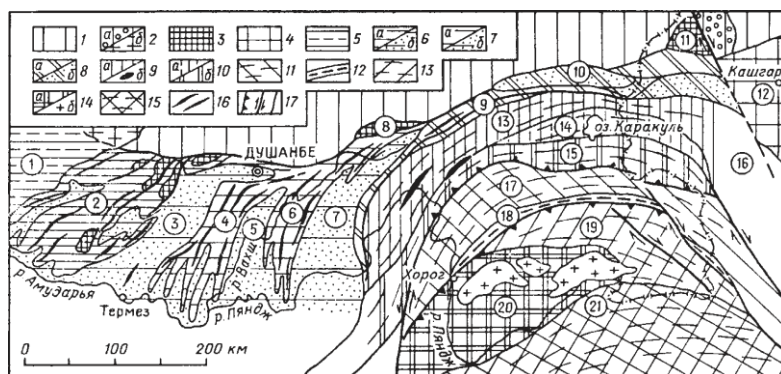


Рис. 2.35. Схема тектонического строения Памира, Южно-Таджикской впадины и Кугитанга (по Милановскому, 1997). 1 — герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня; 2 — то же, подюрским (а) и кайнозойским (б) чехлом; 3 — выступы докембрийского и частично палеозойского основания Каракум-Байсунского массива, Каратегинского и Сулутерекского блоков; 4 — Таримский блок Китайской

платформы с домезозойским чехлом; 5 — Южно-Туранская плита; 6 — мезозойско-палеогеновый (а) и неоген-четвертичный молассовый (б) комплексы Байсун-Кугитангской складчатой зоны; 7 — мелпалеогеновый (а) и неогенчетвертичный молассовый (б) комплексы Южно-Таджикской впадины; 8 — Памиро-Алайская зона: приподнятые участки, сложенные верхнепермскопалеогеновыми отложениями (а), и впадины, выполненные неогенчетвертичными молассами (б); 9–10 — Северо-Памирская позднегерцинско-древнекиммерийская мегазона; 9 — Калайхумбская зона (а) и раннекаменноугольные офиолиты в ней (б), 10 — Каракульская зона (а) и Дарваз-Сарыкольская зона (б); 11–14 — Южно-Памирская позднекиммерийскоальпийская мегазона; 11 — зона Центрального Памира, 12 — Рушанско-Пиартская шовная зона, 13 — зона Юго-Восточного Памира, 14 — выступы докембрийского фундамента срединного массива Юго-Западного Памира (Памиро-Нуристанского массива) (а) и кайнозойские массивы гранитоидов в нем (б); 15 — Восточноиндукушко-Каракурумская киммерийскоальпийская складчатая зона; 16 — линейные антиклинальные складки в мезозойскопалеогеновом чехольном комплексе; 17 — разломы взбросонадвигового, сдвигового типа и без подразделения. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Южно-Туранская плита; 2 — Байсун-Кугитангская складчатая зона; 3 — Сурхандарьинский прогиб; 4 — Кафирниганский антиклинорий; 5 — Вахшский прогиб; 6 — Обигармский антиклинорий; 7 — Кулябский (Припамирский) прогиб; 8 — Каратегинский выступ; 9 — Памиро-Алайская зона; 10 — впадина Алайской долины; 11 — Сулутерекский блок; 12 — Таримский блок; 13 — Калайхумбская зона; 14 — Каракульская зона; 15 — Дарваз-Сарыкольская зона; 16 — Куньлуньская система; 17 — Центральнопамирская зона; 18 — Рушанско-Пиартская зона; 19 — зона Юго-Восточного Памира; 20 — массив Юго-Западного Памира; 21 — Восточно-Гиндукушская зона

Тектоника Северо-Восточной Сибири

На территории Северо-Восточной Сибири выделяют мезозойский пояс складчатых областей — Верхояно-Колымской и Дальневосточной.

Тектоническое строение **Верхояно-Колымской** складчатой области сложное. Она состоит из ряда крупных массивов, окруженных антиклинориями и синклинориями (рис. 2.36). В Верхоянской геосинклинали породы смяты в очень крупные, но простые по форме складки. В Чукотской геосинклинали дислокации интенсивнее и гораздо шире развит магматизм. Горстантиклинории, окружающие Колымский массив, имеют глыбовоскладчатую структуру, где большую роль играет густая сеть разломов.

ГЛАВА 2.

Крупные срединные массивы рассматриваются как остатки докембрийской платформы, к ним относятся Колымский, Омолонский, Охотский и Чукотско-Юконский массивы.

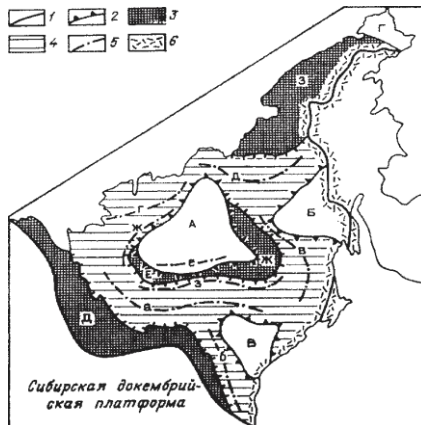


Рис. 2.36. Схема тектонического строения эпимезозойской Верхояно-Колымской области (по В.Е.Хайну): 1 — границы эпимезозойской области; 2 — срединные массивы (А — Колымский, Б — Омолонский, В — Охотский, Г — Чукотско-Юконский); 3 — мегантиклинории (Д — Верхоянский), антиклинории (Е — Хаятахский, Ж — Черского) и складчатые зоны (З — Чукотская); 4 — прогнутые области; 5 — оси прогибов (а — Яно-Колымского, б — Юдомского, в — Приомолонского, г — Ольджайского, д — Олойского), впадин (е — Момо-Зырянской) и синклиналиев (ж — Догдинского, з — Иньяли-Дебинского); 6 — вулканический пояс

В современной тектонической структуре они выражены впадинами или прогибами, а в рельефе местности — низменностями. Срединные массивы, антиклинории и мегантиклинории разделены прогибами и синклиналиями. К ним относятся Ольджайский, Яно-Колымский, Юдомский прогибы; Догдинский и Иньяли-Дебинский синклиналии. По южным и западным окраинам Колымского массива прослеживаются антиклинории Черского и Хаятахский. На западной и югозападной окраине ВерхояноКолымской области располагается Верхоянский мегантиклинорий, на востоке — Чукотская складчатая зона.

Особое место в структуре Верхояно-Колымской складчатой области занимает *Предверхоянский краевой прогиб*, протянувшийся в виде выпуклой дуги от низовий Лены до среднего течения р. Алдан. На востоке он граничит с надвинутыми на него северным и средним участками Верхоянского мегантиклинория. Дорифейский фундамент в нем расположен на глубинах от 5 до 15 км. Прогиб был заложен на окраине Сибирской платформы и выражен образованиями палеозоя и юры платформенного типа, а также терригенными угленосными отложениями (моласса) нижнего и верхнего мела.

Верхояно-Индибирская складчатая система представляет собой широкий S-образно изогнутый пояс складчатых сооружений и срединных массивов, заключенных между Предверхоянским краевым прогибом на западе и обширным Колымо-Омолонским массивом на востоке. Это собственно Верхоянский мегантиклинорий и Яно-Индибирский мегасинклиналии. На севере Верхоянский мегантиклинорий разделяется на две ветви: узкую — западную (Оленекскую) и широкую — северную, усложненные в районе дельты р. Лены Лаптевским срединным массивом (Е.Е. Милановский, 1996, с. 360). В южной части Верхоянского мегантиклинория в Сетте-Дабанском антиклинории древние отложения рифея — среднего палеозоя надвинуты на краевую Нельканскую зону Сибирской платформы. На юговостоке области сегменты Яно Индибирского мегасинклиналии окаймляют Охотский срединный массив с архейским фундаментом и рифейскофанерозойским чехлом. На северозападе прослеживается узкий субмеридиональный Омолонский и на востоке — широкий и глубокий Ольджайский синклиналии, которые разделяются Куларским складчатоглыбовым поднятием. Представляет интерес строение Колымского массива. В его структуре выделяют три концентрических тела, «вставленных друг в друга»: внешняя зона — складчатоглыбовых поднятий, внутренняя — кольцеобразная зона позднемезозойских

и кайнозойских депрессий и Алазейское поднятие в центре, выполненное вулканогенноосадочными образованиями верхней юры, угленосными молассами нижнего мела и континентальными отложениями кайнозоя. В основании Алазейского поднятия развита метаморфические породы и граниты нижнего протерозоя (преположительно). На юговосточной окраине Колымского массива выделяется крупная межгорная впадина — Зырянская, заполненная мощными (более 7 км) грубообломочными песчаноконгломератовыми молассовыми образованиями, содержащими прослойки каменного угля.

Севернее Омолонского массива выделяется крупная *Новосибирско-Чукотская складчатая система*. Исследователи относят эту систему к остаткам некогда крупной древней Гиперборейской платформы. Тектоническая покровная структура ВерхояноЧукотской области, сформировавшаяся в мезозое, была несколько осложнена в кайнозое наложенными формациями. В позднем кайнозое возникли пологие глыбовосводные поднятия в виде современных хребтов. Территория Арктических морей (значительная часть шельфа) относится к Гиперборейской суперплатформе, в составе которой в кайнозое получили развитие Новосибирское и ДеЛонга поднятия с мощностью кайнозойского чехла до 4–8 км.

Значительное место в структуре ВерхояноЧукотской области занимает Эвенкийский (ОхотскоЧукотский) вулканический пояс, расположенный в юговосточной части области. Он срезает многие структурные элементы и является типичным наложенным образованием. Пояс приурочен к крупным расколам в земной коре, вызвавшим сначала образование линейных впадин, а затем излияние магмы. Мощность эффузивной толщи меняется от 3 до 7 км. Ширина пояса 250 км, а протяженность свыше 3000 км, площадь — 500 тыс. км².

Внутреннюю зону ОхотскоЧукотского вулканического пояса занимает возникшая в середине мела КониТайгоноская складчатая зона. На юге Кони, Тайгонос и северо — восточнее Пенжинской губы структуры зоны выходят на поверхность. В ее составе выделяют Тайгоносский срединный массив, СевероТайгоносский синклиниорий, выполненный вулканитами триаса и нижнего мела и ЮжноТайгоносский антиклиниорий, сложенный образованиями палеозоя и мезозоя, прорванными интрузиями гранитоидов. Есть предположения, что Тайгоносский архейского возраста массив по составу аналогичен образованиям Омолонского массива и является его восточным продолжением (Е.Е. Милановский).

Тектоника Дальневосточной мезозойской складчатой области

В *тектоническом* отношении в составе Дальневосточной складчатой области выделяют срединный массив, Сихотэ-Алиньский антиклиниорий, Тетюхинский синклиниорий, Хингано-Буреинский антиклиниорий, Амуро-Уссурийский синклиниорий, Сучанский прогиб, Средне — и Нижнеамурскую впадины. В Среднеамурской впадине прослеживается Переяславский грабен размером 120×(20–40) км. На востоке Дальневосточной области протянулся вулканический пояс, сложенный эффузивами позднего мела, палеогена и неогена суммарной мощностью до 4 км. Протяженность пояса 1000 км при ширине 20–80 км. Совместно с Эвенкийским вулканическим поясом он образует единый Чукотско-Катазийский краевой вулканический пояс, ограничивающий мезозойский северо-восток Северной Евразии.

Главный Сихотэ-Алиньский антиклиниорий протягивается узкой полосой на 1 тыс. км от залива Петра Великого до широты г. Комсомольска. В его основании выделяются

ГЛАВА 2.

предположительно докембрийские гнейсы, амфиболиты, метаморфические сланцы, гипербазиты и габброиды (южная часть антиклинория). В значительном объеме антиклиналь сложена нижнемезозойскими образованиями с включениями карбонатных и кремнистых пород среднего и верхнего палеозоя. С востока антиклинорий ограничен региональным Центрально-Сихотэ-Алиньским разломом. На юге антиклинорий несогласно перекрыт слабо деформированными меловыми и кайнозойскими отложениями.

Восточнее Главного Сихотэ-Алиньского антиклинория располагается *Восточно-Сихотэ-Алиньский синклиний*, который прослеживается до устья Амура. Сложен он кремнистотерригенными и флишоидными отложениями триаса, юры и мела, смятыми в складки.

Прибрежный антиклинорий выходит на поверхность лишь центральной своей частью, где обнажаются кремнистокарбонатные породы карбона и перми, а также кремнистотерригенные и вулканогенные образования триаса и юры, смятые в складки.

Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс отходит под острым углом от основных структур Сихотэ-Алиньской системы в сторону Японского моря и Татарского пролива. Представлен пояс наземными вулканитами верхнего сенона, а также разными по составу вулканитами палеогена и миоцена, мощностью до нескольких километров и прорванных палеогеновыми интрузиями гранитоидов.

Хингано-Буреинский антиклинорий имеет байкалосалаирский складчатый фундамент, общий с Буреинским массивом, от которого в северной части он отделяется наложенным одноименным (Буреинским) позднекиммерийским краевым прогибом, сложенным мощными отложениями юры и угленосными молассами мела. На востоке Хингано-Буреинский антиклинорий погружается и доходит до Охотского моря. Как уже было сказано, в основании разреза выделяются сильно метаморфизованные образования верхнего протерозоя — нижнего кембрия. Сверху они перекрыты несогласно терригенными отложениями девона перми, смятыми в складки и прорванными позднепалеозойскими грани тоидами. В свою очередь, палеозойские образования несогласно перекрываются терригенными отложениями и вулканитами триаса и нижнего мела, смятыми в пологие складчатые структуры. И наконец сверху несогласно они перекрываются молассами баррема, альба и верхнего мела, которые местами прорваны позднемеловыми интрузиями гранитоидов.

Амуро-Уссурийский синклиний сложен мощными толщами терригенных и кремнистовулканогенных образований перми и мезозоя, смятых в складки и прорванных интрузиями. На юге синклиний упирается в Ханкайский метаплатформенный массив (Е.Е. Милановский, 1996), а на севере сливается с Восточно-Сихотэ-Алиньским синклинием.

Тектоника Восточно-Азиатского кайнозойского подвижного пояса

Этот пояс представляют структуры Корякского нагорья, Камчатки, Курильских островов, Сахалина, Алеутской островной дуги, Алеутского и ложа Берингова моря, а также ложа Японского и Охотского морей.

Горноскладчатая **структура** Камчатско-Корякской области представлена синклиниями: Камчатско-Корякским, Срединно-Камчатским, Паракольским,

Центрально - Камчатским, Восточно - Камчатским, Пенжинским и Анадырской впадиной (рис. 2.37).

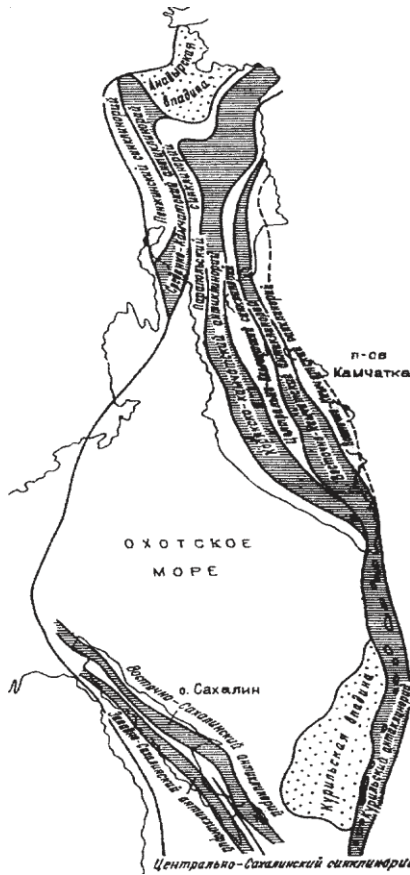


Рис. 2.37. Тектоническое строение зон кайнозойской складчатости востока России (по Н.В. Короновскому)

Структуры имеют субмеридиональное простирание, они узкие и линейно вытянутые, с крутыми крыльями. На границе антиклинория проходят разломы. Анадырская впадина отличается по строению.

В пределах юго — восточной части Корякского нагорья, п-ва Камчатки и разделяющего его и мелководного участка Берингового моря простирается кайнозойская Камчатско-Олюторская складчатая система (Н.А. Богданов, С.Д. Соколов, Е.Е. Милановский и др.). Протяженность этой системы свыше 1600 км при ширине до 400 км. В тектоническом строении Камчатко-Олюторской складчатой системы выделяют три структурных этапа: доверхнемеловой метаморфический фундамент, мел — миоценовый геосиклиальный орогенный (рифтогенный?) — постгеосиклиальный этап. В структурном плане отчетливо прослеживается продольная тектоническая зональность дугообразно — выпуклых сегментов: СевероКамчатского (относительно опущенного), Олюторского (относительно приподнятого, Среднекамчатского частично опущенного), и Южно-Камчатского (с выступами докемрийского фундамента) (рис. 2.37, 2.38). Каждый из выделенных сегментов

имеет структуры более низкого порядка. Так, в Олюторском сегменте прослежены в направлении Корякской системы Укелатская зона и более восточная — Олюторская. Продолжением Олюторского поднятия на юг являются подводный хребет Ширшова, а антиклинорий Западной Камчатки прослеживаются в глубоководной Командорской впадине Берингова моря. Она заложена, очевидно, на докембрийском фундаменте, перекрытом толщей палеозой-мезозой-кайнозойских пород мощностью 4,8– 6 км. Впадина осложнена локальными поднятиями. Формирование складчатых структур Камчатско-Корякской области началось в позднем мелу. До этого область представляла собой геосинклиналь, в которой происходило прогибание местности и накопление осадков. В мелу и конце неогена отдельные фазы складчатости привели к образованию горноскладчатой области. В настоящее время область испытывает сильное прогибание, накопление мощных вулканогенных осадочных толщ и продолжает развиваться в геосинклинальном режиме (рис. 2.38). Следует отметить, что в восточной части Камчатско-Корякской области (по Н.В. Короновскому) различается кора континентальная, субокеаническая и океаническая.

В северной части Западной Камчатки выделяется крупный Лесновский антиклинорий, южная оконечность которого пулсообразно соединяется с Тагильским антиклинорием (отложения верхнего мелаплиоцена). Южнее его располагается глыбовое срединное поднятие (Малкинский массив), образованное докембрием. Продолжением Малкинского блока очевидно является Охотоморский срединный

ГЛАВА 2.

массив, перекрытый наложенной в кайнозое Западно-Камчатской впадиной. Центрально-Камчатская синклиальная зона (палеогенмиоценовые образования) имеет ширину до 200 км и резко суживается в южном направлении. Мощность земной коры на Камчатке достигает 35–42 км, а в Олюторской системе снижается до 30 км и более снижается в Беринговом море.

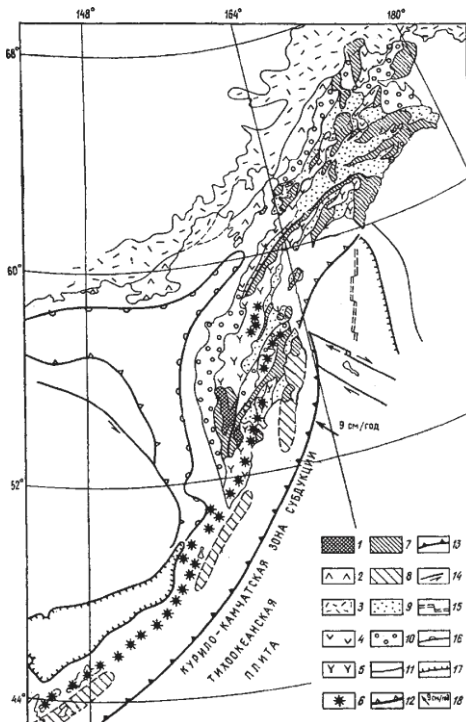


Рис. 2.38. Схема тектонического строения Корякско-Камчатско-Курильского региона (Зоненшайн и др., 1990) 1 — блоки древних (домезозойских) пород; 2–6 — вулканические пояса и вулканические дуги (2 — юрск-раннемеловая Удско-Мургальская дуга, 3 — средне-позднемеловой Охотско-Чукотский, 4 — эоцен-олигоценовый Корякско-Западнокамчатский; 5 — неоген-раннечетвертичный Камчатский; 6 — современная Курило-Камчатская дуга); 7 — чужеродные блоки; 8 — предполагаемое подводное продолжение чужеродных блоков; 9 — флишевые комплексы; 10 — наложенные впадины, заполненные молодыми осадками; 11 — шовная линия между Корякской и Олюторско-Камчатской складчатыми системами; 12 — ископаемая неогеновая зона субдукции; 13 — современная зона субдукции; 14 — трансформные разломы; 15 — предполагаемая отмершая ось спрединга в Командорском бассейне Берингова моря; 16 — контур впадины Тинро в Охотском море; 17 — контур Южно-Охотской глубоководной котловины; 18 — вектор движения Тихоокеанской плиты относительно Евразийской

Тектоника Курильских островов

В тектоническом отношении Курильская дуга состоит из двух узких сводовоглыбовых поднятий и разделяющего их прогиба. Внешнее поднятие сложено разными породами — гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, терригенными образованиями (Малая гряда и хр. Витязя). Внутреннее поднятие представлено вулканитами (Большая гряда). На о. Шикотан в основном развиты верхнемеловые подушечные базальтовые лавовые образования, вулканогенные обломочные отложения и терригенно-туфогенно-кремнистый флиш мощностью до 2 км, которые перекрываются неогеновыми базальтами и андезитами. Породы неогенового комплекса здесь представлены широко, мощность их достигает 6 км. Предполагают наличие на Курилах складчатого и многоярусного фундамента (внутренняя часть Курильской дуги) докембрийского возраста, очевидно, являющегося продолжением Охотского массива. С востока Курильскую дугу оконтуривает Курило-Камчатский желоб. Он асимметричен — западный склон более крутой и ступенчатый, а восточный — пологий. Дно его выполнено маломощными недислоцированными осадками. Под Курильской дугой располагается континентальная кора с мощным базальтовым (до 20 км) и незначительным гранитнометаморфическим слоем.

Общая мощность континентальной коры под Большой Курильской грядой — 30–35 км, уменьшается к центру желоба до 15 км. Мощность коры океанического типа 8–10 км (на восточном склоне гряды).

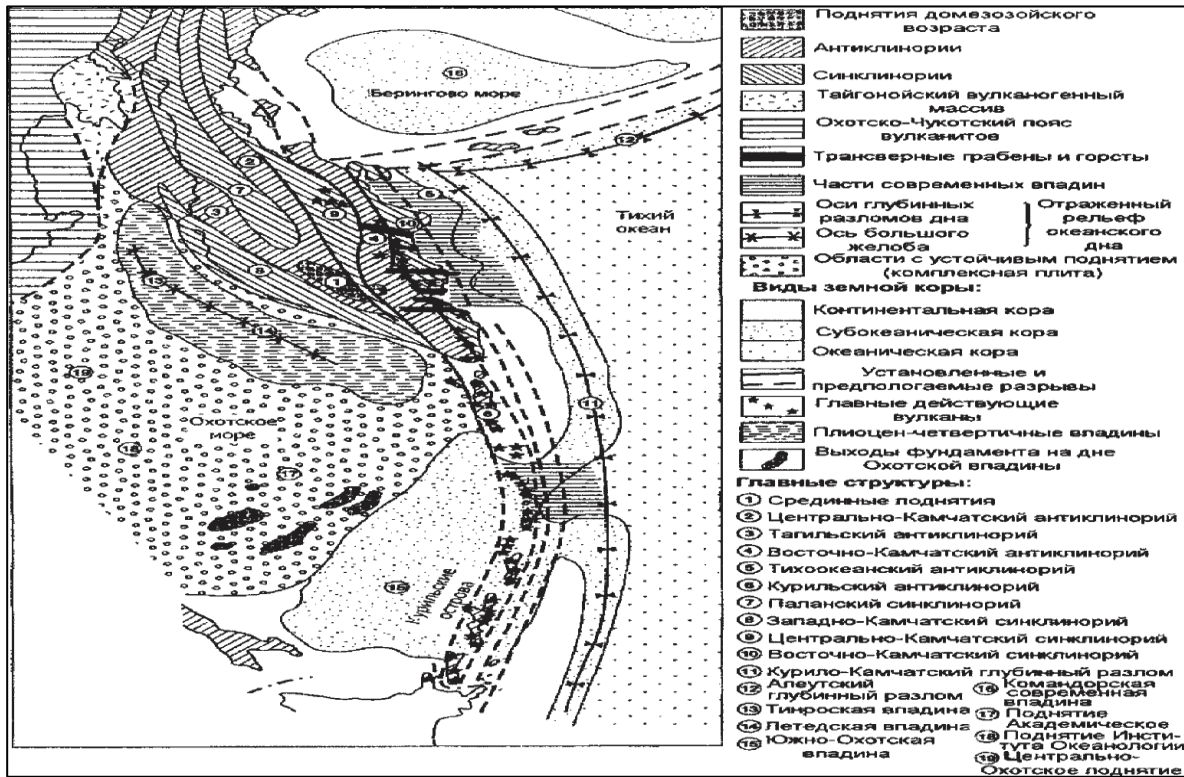


Рис. 2.39. Главные структуры Камчатско-Курильской области (по Н.В. Короновскому)

Тектоника Сахалина

В тектоническом строении **острова Сахалин** различают Западно — и Восточно-Сахалинский антиклинории, которые разделены Центрально Сахалинским синклинорием, заполненным в основном неогеновыми и четвертичными породами (аллювиальные и эффузивные образования). Они представлены антиклинальными и синклинальными складками и осложнены субмеридиональными разломами. Северная часть Сахалина граничит на западе с ВосточноСахалинским вулканическим поясом, а южная — с разделяющим их кайнозойским прогибом Татарского пролива. На востоке северную часть острова занимает западная позднекайнозойская складчатая структура, а на востоке Восточная позднекайнозойская мегазона. Западная мегазона (Западно-Сахалинский антиллиюль) представляет миогеосинклиналь, а восточная — эвгеосинклиналь. В центральной части Сахалина выделяется шовная зона, к которой приурочен узкий грабен, заключенный плиоценчетвертичными породами. Южным продолжением Восточной мегазоны (эвгеосинклиналь) служит зона Камункатан в центральной части о. Хокайдо. Восточнее эвгеосинклинали выделяются надвинутые на Восточный Сахалин мощные образования вулканогенной и терригенной толщ верхнемелового возраста, перекрытые пологозалегающими породами неогена.

ГЛАВА 2.

Ложе Берингова моря в тектоническом отношении определяется положением его в составе подвижного пояса. Здесь выделяется шельф узкий у берегов Камчатки и Корякского нагорья, но широкий к югу от Чукотки и Аляски, усложненный наложением глубоководных котловин (Алеутская и Командорская котловины и др.), подводных хребтов (хр. Ширшова и Бауэрса), Командорских, Алеутских островов, Алеутского глубоководного желоба и Приалеутского вала ложе Тихого океана. В Алеутском желобе отмечается самая низкая монотность земной коры (12–13 км) и она имеет характер субокеанического типа. Подводные хребты Ширшова и Бауэрса представляют асимметричные глыбовые поднятия между разновозрастными океаническими впадинами. Кора под ней по мощности разная. Под о. Ширшова — 26 км, а под о. Бауэрса — 18 км. Но в обоих случаях кораконтинентального типа. Во впадинах (Алеутская и Камчатская) выделяется кора субокеанического типа мощностью от 0,5–2 до 8–9 км.

Командорско-Алеутская островная дуга сложена вулканогенноосадочными образованиями кайнозоя, которые представляют узкое глыбовое поднятие, с корой континентального типа мощностью до 26 км, из которых 10 км приходится на гранитогнейсовый слой. Алеутская гряда разделяет Алеутскую котловину и Алеутский желоб. К югу от Алеутского желоба выделяют подводную возвышенность Обручева, сложенную кайнозойскими осадками (до 1 км) и вулканитами (базальты) верхнего мела.

Котловина Японского моря отделяет материковую часть Китайско-Корейской платформы от о-вов Сахалина, Хоккайдо и Хонсю. В его составе выделяют неглубокую северную часть, Татарский пролив, возвышенность Ямато (в центре) с глубинами от 0,3 до 2 км, Центрально-Японо-морскую впадину (с глубиной до 3–3,4 км), Цусимскую впадину и на юговостоке — впадину Хонсю (до 2–3 км). Возвышенность Ямато представляет собой приподнятые разновозрастные блоки раздробленной земной коры.

Тектоника Охотского моря

На фоне преобладающего мелководного бассейна Охотского моря (0,2–1,78 км) в южной его части выделится *Южно-Охотская* (Курильская) *котловина* (3–3,5 км). Предполагается наличие в его северной части блока домезозойской консолидации — *Охотоморский срединный массив*. Южно-Охотская глубоководная котловина граничит с Курильской островной грядой, выполненной четвертичными и неогеновыми осадками мощностью до 3–4 км. *Курильская островная дуга*, вытянутая на 1200 км между Камчаткой и о. Хоккайдо представлена островами Большой Курильской гряды. Продолжением Малой гряды служит под водный хребет Витязя. В юговосточном направлении от перечисленных структур прослеживается на 2300 км дугообразный Курило-Камчатский желоб с глубинами до 8–10 км, а за ним — вал Зенкевича, после которого простирается ложе Тихого океана.

ГЛАВА 3.

ГЕОГРАФИЯ МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

На территории Северной Евразии магматизм широко распространен как по площади, так и по времени проявления. Наиболее древними магматическими циклами считаются **архейский** и **протерозойские**, связанные в основном с фундаментами древних платформ. Наряду с древними выделяют молодые каледонские, герцинские (**палеозойские**), **мезозойские** и **кайнозойские** магматические циклы, приуроченные к эпипалеозойским платформам и складчатым областям мезокайнозоя.

3.1. ДРЕВНИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Наиболее древними в Северной Евразии являются магматические образования архейского и протерозойского циклов на Восточно-Европейской и Сибирской платформах. Абсолютный возраст магматических горных пород составляет 3,5 млрд лет и более — граниты и гранито-гнейсы, распространенные на Балтийском, Украинском и Алданском щитах, в Воронежской и ВолгоУральской антеклизе, а также в других многочисленных местах Северной Евразии.

На **Балтийском щите** раннеорогенные архейские интрузии сложены перидотитами, габброноритами, гиперстеновыми диоритами, а позднеорогенные представлены плагиоклазовыми гранитами с абсолютным возрастом 2,9–2,5 млрд лет [78].

На **Украинском щите** и **Воронежском своде** распространены архейские магматические породы основного и ультраосновного состава возрастом 2,9–2,0 млрд лет. Следует отметить повсеместное развитие на платформе вулканоплутонических и орогенных комплексов. Пространство между «первичными» орогенными кратонами заполнилось вулканитами кислого и среднего состава, прорванными многочисленными интрузивными телами основного и ультраосновного состава.

В *протерозое* магматизм характеризуется преимущественно внедрениями кислого состава с переходом в позднепротерозойском времени к основному составу. Вулканиты протерозойского времени в основном накапливались в древних авлакогенах. Это главным образом туфы и туфиты также основного состава. По времени проявления магматических процессов в протерозое от 1,8 до 0,9 млрд лет. Внедрения носят название территорий их обнаружения. Например, граниты в Глазово, граниты Минибаево, граниты Туймазы и др. Среди гранитных пород верхнего протерозоя развитие получили граниты рапакиви, образовавшиеся при кристаллизации кислых магм и отличающиеся крупными кристаллами розовых полевых шпатов. Следует выделить в особую группу интрузии рифейского комплекса, приуроченные к глубинным разломам, с которыми связаны трубки взрыва, перспективные на алмазы

[79]. Во многих районах *Русской плиты* при бурении авлакогенов вскрыты гнейсы архейского возраста: на Тимане, в Нижнем Поволжье, Туймазы, Минибаево, Нижний Новгород, Москва, Минск и в других регионах. В авлакогенах, как правило, присутствуют вулканиты. Повсеместно выделены нижне, средне и верхнепротерозойские магматические циклы с характерным комплексом пород. К примеру, на Балтийском и Украинском щитах среди нижнее и среднепротерозойских магматических пород определены породы спилит-кератофировой формации, а так же граниты. Для верхнего протерозоя характерны граниты Бохус (950–1000 млн лет) и магматические породы основного и кислого состава (вендский магматический цикл). Мощность рифейских вулканитов в древних авлакогенах Среднерусского бассейна Московской синеклизы достигает 400 м, а мощность вулканитов Волынского комплекса (вендский магматический цикл) — базальты, спилиты и туфы вместе с осадочными породами составляет около 250 м. В некоторых районах Восточно-Европейской платформы для рифейского эона выявлены трубки взрыва, приуроченные к глубинным разломам. Материал трубок взрыва представлен пикритовыми порфиритами с примесью песка и глины [13].

В пределах **Восточно-Сибирской платформы** для нижне и среднепротерозойского циклов Алданского щита и Анабарского массива вскрыты породы габбро-анортозиты и граниты, а в горах Южной Сибири (Предбайкалье) протерозойский магматизм проявился в виде подводных излияний спилит¹ кератофировой² формации, вслед за которой прослежены офиолитовые³ интрузии, связанные с глубинными разломами на дне палеобассейнов. Офиолитовые тела (плутоны) по размерам небольшие (6–20×8–30 км), но число их значительное, и в плане они контролируют надвиговые структуры Байкало-Охотского подвижного пояса на Восточ ноСибирскую древнюю платформу. Следует подчеркнуть наличие во внешнем поясе байкалид крупных плутонических комплексов габбро⁴анортозитов⁵ и гранитоидов (до 160×20 км — Олекминский плутон и др.) (В.Н. Масайтис).

Рифейский магматизм в Сибирской платформе проявился на территории байкалид (горы Южной Сибири) и Енисейского поднятия (юго-западная граница Сибирской платформы), и на молодой (герцинской) Западно-Сибирской плите. На обеих территориях преобладают магматические излившиеся породы основного состава. В пределах Анабарской антеклизы известны рифейские траппы⁶ (по рекам Оленек, Котуй и др.). Время их проявления 1100–624 млн лет. По среднему течению р. Индигирки широко развиты интрузии щелочного состава, в основном нефелиновые сиениты с абсолютным возрастом 680–610 млн лет. Значительным распространением пользуются

¹ Спилит — излившаяся порода основного состава; от базальтов отличается присутствием в породе альбита.

² Кератофиры — кислые излившиеся породы щелочного ряда с вкраплениями альбита.

³ Офиолиты — группа горных пород, включающая ультраосновные интрузивные образования — дуниты, пироксениты, перидотиты (породы верхней мантии), габброиды (породы «базальтового слоя») и глубоководные океанские осадки.

⁴ Габбро — глубинная интрузивная горная порода основного состава, состоящая из основного плагиоклаза (главным образом — лабрадорит) и темноцветных минералов.

⁵ Анортозит — горная порода, основной или средний плагиоклаз. Разновидности: лабрадорит, битовнит.

⁶ Траппами (швед. — ступени) на Сибирской платформе называют все эффузивные и интрузивные породы основного состава.

интрузивные тела и особенно гранитоиды баргузинского комплекса, представляющие огромные плутонические тела общей площадью свыше 100 000 км² [13].

На территории **Салаиро-Саянской складчатой области докембрийский магматический цикл** представлен магматическими породами спилит-кератофировой формации, гранитогнейсами и ультраосновными образованиями, накопленными на границе каледонид Восточно-Саянского массива с древней Восточно-Сибирской платформой. По времени протекания докембрийский магматический цикл соотносится с верхним протерозоем (рифей). Породы этого цикла известны в Восточном Саяне, Восточной Туве и в отдельных местах складчатой области. По составу, как было уже сказано, это излившиеся породы основного ряда с включениями кристаллов альбита, а также кислые и щелочные разности, содержащие вкрапления альбита, многочисленные разности интрузивных гранитов, гранодиоритов и граносиенитов и жильные породы: гранитпорфириты, аплиты и редкоземельные пегматиты.

В верхнем докембрии — кембрии Салаира и Кузнецкого Алатау широко развиты вулканогенные породы основного состава. Наряду с этим в Кузнецком Алатау распространены щелочные вулканиты. В.Н. Довгаль считает (1973), что они появились здесь на самых ранних стадиях развития геосинклинали. Наиболее древние из них имеют рифейский возраст. В кембрии вулканическая деятельность здесь достигает своего максимума. По лабораторным данным возраст вулканитов 395–457 млн лет, что отвечает раннему палеозою.

Докембрийский магматический цикл в Казахстане, Тянь-Шане и Алтае представлен протерозойскими подводными излившимися породами на Улутауском антиклинории, на юго-западе Казахского мелкосопочника, порфиритами.

Породы верхнепротерозойского — рифейского магматического цикла широко известны в каледонских структурах (срединный массив). В Каратауском антиклинории преобладают породы спилит-кератофировой формации и гранитных интрузий [78].

На **Урале** выделены нижнесреднепротерозойский, верхнепротерозойский (рифейский), нижнепалеозойский и верхнепалеозойский магматические циклы. Древнейшими магматическими породами на Урале являются протерозойские граниты, гранитогнейсы, аплиты и пегматиты. Наиболее полно они представлены в Башкирском и Уралтауском антиклинориях (плутоны), где вскрыты бурением. Верхнепротерозойские магматические породы также выявлены на Башкирском антиклинории и выражены здесь эффузивным и вулканогенным рядом: диабазы, спилиты и их туфы и менее — порфириты. Интрузивные породы представлены жилами и дайками диабазов и щелочных пород.

Наиболее древними магматическими породами на **Таймыре и Северной Земле** являются нижнепротерозойские, которые образуют плутоны габброноритов и батолиты гранитов (выделяется известный огромный батолит на побережье моря Лаптевых).

С рифейским магматическим циклом на Таймыре и Северной Земле связаны внедрения гранитоидов (они более характерны для Северного Таймыра).

На территории **Западно-Сибирской плиты** пробурено большое количество скважин, вскрывших магматические образования докембрия и палеозоя в фундаменте. По данным геолога О.А. Шнип, к северу от Красноярска скважинами на глубинах от

ГЛАВА 3.

20–250 м вскрыты архейские магматические породы, аналогичные по составу породам архея, слагающим Енисейский кряж. Это гранатые и гиперстеновые гнейсы.

На Чачанской площади вскрыты бурением андезиты субщелочные мощностью до 770 м. Возраст их определен как верхний докембрий — нижний палеозой. Наряду с излившимися породами встречены туфы аналогичного состава.

В **Верхояно-Чукотской складчатой области** наиболее древними следами магматизма являются докембрийский и палеозойский магматический циклы. К докембрийским магматическим образованиям относятся гнейсы, амфиболиты и батолиты гранитов, выявленные в Колымском, Омолонском и Охотском древних массивах.

На **Восточном Забайкалье** среди метаморфической толщи протерозоя выделены сильно метаморфизованные интрузивные породы, свидетели протерозойского магматизма.

В **Сихотэ-Алинской складчатой области** широко распространены магматические образования докембрия.

Например, в Хингано-Буреинском массиве выделяют амфиболиты архея, в протерозое выявлены излияния порфиритов и образования туфов. В Ханкайском массиве, Сихотэ-Алинской области, в Хингано-Буреинском антиклинории известны тела гранитов докембрийского возраста [62].

На **Кавказе** выделяются протерозойский, нижне и верхнепалеозойские, мезозойский и кайнозойский магматические циклы.

Магматические породы протерозойского и нижнепалеозойского возраста известны на территории ЛабиноМалкинской зоны. Предполагаемый возраст пород — более 720–640 млн лет. Это диабазы, порфириты и их туфы, а также результаты глубокого метаморфизма излившихся массам амфиболиты, слюдяные сланцы по р. Теберда.

Самыми древними магматическими образованиями на **Карпатах** являются граниты и амфиболиты, выделяемые в толще кристаллических сланцев Раховского массива. Предположительно это породы верхнепротерозойского магматического цикла [78].

Магматизм **Памира** представляет собой уникальное явление для всей Северной Евразии в смысле разнообразия интрузивных и эффузивных образований и широкого возрастного диапазона. Интрузивные породы слагают около 11 000 км, или более 15 % территории Памира, половина из которых приходится на граниты, а совместно с калиевыми гранодиоритами — около 86 %, и около 6 % занимают плагиограниты. На долю остальных разновидностей пород: диориты, сиениты, габбро, щелочные базальтоиды около 8%.

Докембрийский магматический цикл. Древнейшими магматическими интрузивными образованиями считаются рифейские граниты и амфиболиты Юго-Западного Памира. На Северном Памире преобладают гранодиориты и менее — граниты и гранитогнейсы общей площадью выходов на поверхность свыше 2500 км² [62].

3.2. МОЛОДЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Палеозойский магматический цикл полно охарактеризован для **Балтийского щита** (Хибинский и Ловозерский плутоны). Сложены они нефелиновыми сиенитами и апатитонефелиновыми породами. Возраст магматических образований нижнекарбоновый — 330–426 млн лет.

На **Украинском щите** породы аналогичного состава известны в Приазовском массиве. Широко развиты магматические образования в Днепровско-Донецком палеозойском авлакогене. В.И. Лебединский выделил здесь четыре фазы магматизма: средний — верхний девон, верхний девон — карбон, нижняя — верхняя пермь и верхняя пермь — триас. По составу они различаются. Так, верхнедевонские и нижнекаменноугольные магматические породы в основном относятся к щелочнобазальтоидной формации, пермские — к габбромонцитсиенитовой формации, а породы пермтриаса относятся к андезитодацитово-гранитной формации. На востоке Восточно-Европейской платформы в девоне отмечены пласты туфов и туфитов, местами переслаивающихся с лавами андезитового состава. Например, в центре Татарского свода бурением вскрыты пласты туфов и лав этого состава. Аналогичная картина с проявлением магматизма в конце палеозоя характерна и для Воронежского сводового поднятия, осложненного интрузивными дайками и покровами туфов и лав, состоящих из андезитов [78].

Верхнепалеозойский-нижнемезозойский магматический цикл на **Сибирской платформе**. С этим циклом связаны широко известные сибирские кимберлитовые трубки взрыва, трапповые интрузии и излияния лав. Интрузивные траппы таготеют к периферийным частям Тунгусской синеклизы и приурочены к тектоническим разломам. По форме это пластовые тела, штоки и дайки. Эффузивные траппы распространены в центральной части Тунгусской синеклизы и на ее северо-восточной окраине (рис. 3.1). Сибирские кимберлитовые трубки заполнены эруптивным материалом основного и ультраосновного состава. Возраст трубок взрыва от позднего палеозоя до раннего мезозоя (средний карбон — триас).

Нижнемезозойский магматический цикл не ограничивается триасом, а продолжается в юрское и даже в меловое время. Так, в районе Попигайской впадины распространены эффузивные породы верхнеюрского и нижнемелового времени. По данным геологов Ю.А. Билибина и В.В. Стогний в южной части Сибирской платформы в байкальской складчатой зоне, на Алданском щите значительно представлены разнообразные мезозойские кислые и щелочные породы: сиенитдиориты, сиениты, секущие в виде интрузий среднеюрские и верхнеюрские отложения. Более молодые (после нижнемеловой магматизм) вулканические покровные излияния, пирокластические образования андезитового и базальтового состава закрывают с юга широкой полосой байкальскую складчатую область. На крайнем юге этой области в районе Улан Удэ в зоне регионального разлома Удинской впадины М.М. Тетяевым выделены гранитизированные песчаники и конгломераты, продукты разрушения гранитного массива мелового возраста.

На Алданском щите Станового мегаблока юрские щелочные породы слагают обычно силлы и пластовые интрузии мощностью 1,0–0,6 км и протяженностью от 0,5 до 6–8 км. Граниты и гранодиориты широко представлены в пределах Станового мегаблока, слагая 40 % его площади. Они образуют пояса гранитных батолитов: Амазаро-Гилуийский и Становой.

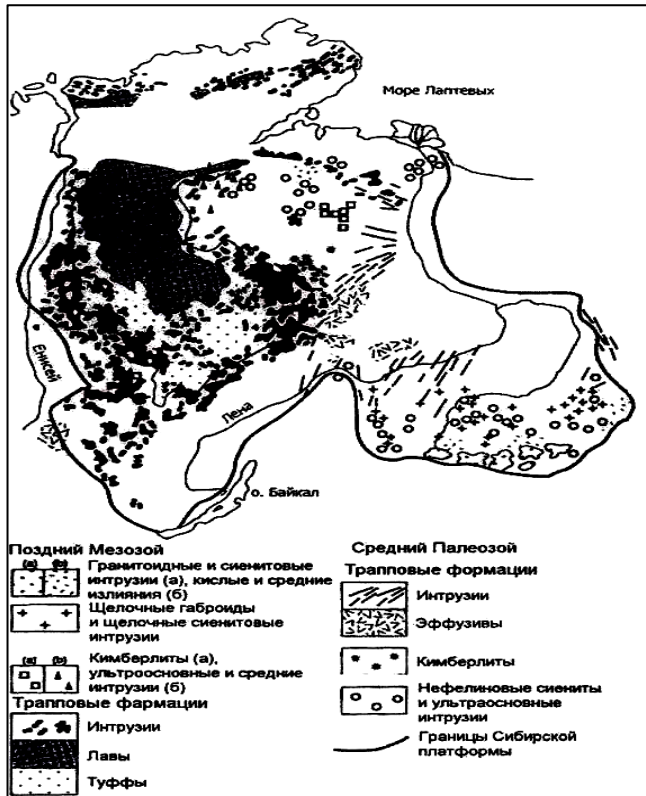


Рис. 3.1. Схема платформенных магматических проявлений на Сибирской платформе (по В.Л. Масайтису, с изменениями)

Проявление мелового щелочного магматизма приурочено на Алданском щите к гранитогнейсовым куполам [62].

Миоценовый и четвертичный магматический цикл представлен излияниями базальтов в зоне байкальского рифта. Здесь известны потухшие недавно вулканы Обручева, Мушкетова, Лопатина и др.

В Салаиро-Саянской складчатой области широко развиты нижнепалеозойские и среднепалеозойские магматические

породы, а также верхнепалеозойские и мезокайнозойские.

Нижнепалеозойский магматический цикл проявился излиянием лавы главным образом спилиткератофирового состава по глубинным разломам в центре и андезитового — в остальной части складчатой области. В Кузнецком Алатау и Горной Шории магматизм был преимущественно среднекембрийского возраста, а в Западном Саяне — нижнекембрийского. В кембрийском периоде отмечены интрузии ультраосновного состава, которые приурочены к глубинным разломам. Выражены они серпентинитами, пироксенитами и дунитами. В плане интрузии образуют гипербазитовые¹ пояса (Западнотувинский, Куртушубинский и др.). В отдельных местах области в силуре выделены внедрения мелких интрузий кварцевых диоритов² и плагногранитов³ [62].

¹ Гипербазиты — ультраосновные интрузивные породы, состоящие из оливина (дуниты), пироксена (пироксениты) или из оливина и пироксена (перидотиты).

² Диориты — интрузивные магматические породы среднего состава.

³ Плагнограниты — светлые интрузивные породы, содержащие более 20 % кварца при полном отсутствии или содержании калийнатриевого полевого шпата до 10 % и резком преобладании плагноклазов (от олигоклаза до андезита).

Средне- и верхнепалеозойский магматический цикл более всего характерен для девонского периода в виде кислых излияний в Кузнецком бассейне и в Томь-Колыванской зоне, а также внедрениями гранитоидов в этих же регионах и в окрестностях Новосибирска. Проявление магматизма приурочено к глубинным разломам герцинского этапа.

Мезокайнозойский магматический цикл наиболее характерен был для центральной части Кузнецкого бассейна, где встречены толщи излившихся пород типа базальтов. По своему составу они аналогичны траппам Сибирской платформы.

Базальтовые покровы четвертичного времени характерны для Восточного Саяна и распространены в виде отдельных останцев (террас) по рекам в Туве.

В Казахстане в палеозое выделяются три магматических цикла: нижне, средне и верхнепалеозойский.

Состав магматических пород в миогеосинклиналях и в эвгеосинклиналях отличается. Они также отличаются территориально в зонах с преобладанием каледонских и герцинских структур. Например, в Улутау (миогеосинклинальная зона) эффузивы встречены лишь в ордовике, а на Ерементау (эвгеосинклиналь) излияния лав происходили почти весь нижний палеозой.

В герцинской зоне Казахского мелкосопочника (Джунгаро-Балхашская и Чингизская впадины) для кембрия и ордовика характерны излияния лав, пронизанные внедрениями габбро, диоритов, гранитов и гранодиоритов.

То же относится и к интрузивным процессам. В миогеосинклинальных зонах они затронули лишь верхний силур, а внедрения в эвгеосинклинальных зонах происходили почти весь кембрийский период и вторую половину ордовика. По составу кембрийские интрузивные породы в основном представлены диоритами и габбро, а породы ордовикского периода — гранитами [62].

На территории **Северного Тянь-Шаня** магматический цикл каледонского этапа почти аналогичен магматизму Казахского мелкосопочника, для него также характерна прерывистость магматических процессов. Он проявился в нижнем кембрии, в среднем и верхнем ордовике. Для нижнего кембрия свойственны интрузии среднего состава, а для ордовика — кислого (граниты). Отличительной чертой интрузивного магматизма ордовикского периода для Северного Тянь-Шаня является абсолютное преобладание крупных интрузивных форм типа батолитов, которые занимают более трети всей территории Северного Тянь-Шаня (Кунгейский, Терскейский, Сусамырский массивы).

На **Алтае** широкое развитие получили каледонские кислые интрузии. В среднем и верхнем палеозое (герцинский этап) магматизм в Центральном Казахстане, Тянь-Шане и Алтае был еще более разнообразен, чем нижнепалеозойский (каледонский этап). В Центральном Казахстане геолог А.А. Богданов выделил девонский окраинный вулканический пояс, разделяющий каледонские и герцинские складчатые структуры. Сложен пояс комплексом осадочноэффузивных пород (андезитобазальты и липариты). Вулканический пояс прослеживается и далее в районе оз. Балхаш, в Илийской впадине и на юговостоке по южным склонам Джунгарского Алатау и Заилийского Алатау, где он характеризуется длительным развитием по времени от девонского, карбонового периода по пермский включительно. Вскрытая мощность вулканитов достигает 2000 м.

ГЛАВА 3.

До 40 % андезитовой толщи составляют туфы и туфиты. Почти аналогичный краевой пояс вулканогенных образований (по составу излившихся пород — андезитобазальтовая лава) отделяет каледониды Северного Тянь-Шаня от герцинид, но возраст его датируется как нижнекарбонный (визейский и намюрский ярусы). Одновременно с вулканитами шло формирование крупных интрузивных массивов гранитоидов (в бассейне р. Сарысу: Боровский, Степняковский, Ишимский) [62].

Интрузивные породы на Алтае, в Казахстане и Тянь-Шане, как было отмечено выше, очень разнообразны как по форме внедрений, так и по составу. Средне и верхнепалеозойский магматический цикл проявился повсеместно и протекал от девонского периода до верхней перми. По составу среди интрузивных пород преобладают разновидности гранитов и гранитоидов, а также жильными интрузивными телами с повышенной щелочностью.

Мезозойский магматический цикл. Проявления мезозойского магматизма известны в Центральном Казахстане, где они характеризуют платформенный этап развития области. Следует отметить, что процесс излияния лавы, начавшийся в перми, продолжался и в триасе. Так, в составе триасовых образований Центрального Казахстана выделены две формации вулканогенных пород (М.Ю. Васильев и др., 1992): базальтдолеритовая и липаритбазальтовая, относящиеся к пермотриасовым излияниям. Вулканические образования юрского периода представлены туфами. Особенно много туфов накопилось в Тенизской, Алакульской и Илийской впадинах, а также на антиклинории Ерементау, в верхнем течении р. Чу определены мезозойские излияния базальтов [62].

Кайнозойские излившиеся образования встречены на юге Тянь-Шаня (вулканические туфы палеоген-неогена Ферганы).

Нижнепалеозойские магматические породы **Урала** выражены излившимися и интрузивными образованиями. Среди излившихся, получили распространение породы спилиткератофировой формации (порфириты, диабазы и их туфы) — типичные представители эвгеосинклинальной зоны. Интрузивные породы каледонского этапа тектоногенеза представлены ультраосновными и основными разновидностями (габбро, перидотиты, серпентиниты). Выделяются они в основном на восточном склоне Урала в Полярном и Среднем Урале. С ними связаны месторождения хромита, платины. На Среднем Урале прослежена группа плагиоклазовых гранитов и щелочных массивов (Вишневые, Ильменские горы).

Верхнепалеозойский магматический цикл на Урале пришелся на герцинский этап тектоногенеза, с которым связана интенсивная вулканическая деятельность. Протекала она в морских условиях, начиная с девона сформировалась мощная толща спилиткератофировых пород. В герцинский этап проявился также активно интрузивный магматизм. Особенно крупные внедрения гранитов наблюдались в Южном и Северном Урале. Они образуют полосу шириной до 200 м протяженностью свыше 1200 км. С ними связаны основные железорудные месторождения Урала: горы Магнитная, Благодать, Высокая и др. В верхнем палеозое протекал магматический процесс и на Новой Земле, но не в столь больших объемах, как на Урале.

Палеозойский магматический цикл на **Таймыре** и **Северной Земле** делится на раннепалеозойский и позднепалеозойский. Так, на Северной Земле широко представлены разные формы интрузий нижнего палеозоя: лакколлиты, дайки, жильные, а также эффузивные диабазы и порфиры. В верхнем палеозое наибольшее развитие получили излившиеся образования на Южном Таймыре, которые были прорваны интрузивными трапповыми телами. Начало траппового магматизма относят к верхней перми, а в триасе он получил основное развитие.

Магматизм на территории Западно-Сибирской плиты.

В скважинах Борисоглебской площади, а также в скважинах Карельская, Карбинская, Ярская вскрыты породы андезитбазальтовой формации гранитоиды предположительно нижнепалеозойского возраста. Часто среди базальтовых порфиритов встречаются миндалекаменные разности¹.

Значительная часть пород фундамента Западно-Сибирской плиты относится к средне и верхнепалеозойской магматической деятельности. Так, в большинстве скважин площадей (Барабинская, Заводоуковская, Тюменская, Викуковская, Шаимская и др.) — это диабазы, андезитовые порфириты и лавовые брекчии. В верхнем палеозое преимущественно пользуются гранитоиды и порфириты, вскрытые в опорных скважинах (Кузнецкая впадина, Славгородская площадь), а также серпентиниты в Пимских и Усть-Балыкских скважинах.

В юго-восточном углу Западно-Сибирской плиты скважинами Белогорской и Боярской площадей, а также в Мариинской опорной скважине вскрыты вулканогенные образования девонского возраста [62].

Мезозойский магматический цикл. Во многих скважинах Западной Сибири подняты на поверхность базальты, долериты и туфобрекчии триасового возраста. По составу и возрасту они аналогичны породам трапповой формации Сибирской платформы. Трапповая формация включает обширные базальто² долеритовые³ покровы, содержащие прослои туфов, а также генетически связанные с ними кислые эффузивы.

Магматизм в пределах **Туранской плиты** выразился интрузивными и эффузивными процессами в среднем и верхнем палеозое. Образования палеозойского магматического цикла выявлены в фундаменте плиты, который разбурен многочисленными скважинами, а также они изучены по выходам пород на дневную поверхность. В Тянь-Шане, Султануиздаге, Кызылкумах (останцы), в Нуратинских и Зирабулак Зиаэтдинских горах, в районе Красноводска, Туаркыра, Центральном Мангышлаке породы фундамента выходят на поверхность [78].

В строении фундамента Туранской плиты различают две структурные области, в которых проявился магматизм: Арало-Тянь-Шаньская и Устюрт-Каракумская. Так, на территории Арало-Тянь-Шаньской области выделены породы сланцевой формации (поздний кембрий), которые возникли в результате сильного метаморфизма кислых эффузивов и их туфов, а также эффузивов среднего состава и их туфов. Породы сланцевой формации позднего кембрия Арало-Тянь-Шаньской области оказались

¹ Миндалекаменный — содержащий округлые включения других минералов: халцедоны, кварцы, хлориты и др.

² Базальты — излившиеся горные породы основного состава.

³ Долериты — разновидность базальтов, содержащая включения основных плагиоклазов и пироксенов.

ГЛАВА 3.

аналогичными по составу и возрасту породам фундамента Зауралья, Ханты-Мансийской области и Центрального Казахстана. Следовательно, можно сделать предположение о едином магматическом процессе, охватившем регионы Западной Сибири, Казахстана и Арало-Тянь-Шаня в позднем кембрии.

Палеозойский магматизм. Есть мнение, что он на Туранской плите проявился повсеместно, начиная с кембрия. Достоверно установлено внедрение Газлинского гранитного батолита, датируемого девонем-нижним карбоном. В верхнем силуре по девон включительно проявления эффузивного магматизма вызвали накопление излившихся образований разного состава. В Султаниздаге и Узбекистане эффузивные породы представлены кислыми эффузивно-пирокластическими разностями, диабазами, спилитами, а также базальтами, андезитами и андезитпорфирами. В пределах Бухаро-Хивинской зоны выделяются диабазы, а в Устюрт-Каракумской области — дацитлипариты (D1-D2). В разрезах Аму-Дарьинской впадины Туранской плиты в составе осадочных пород нижнего и среднего карбона встречены вулканогенные образования. В Центральных Кара-Кумах для этого возраста отмечены кислые пирокластические породы — туфы, туфолавы. В верхнем карбоне и нижней перми активность вулканической деятельности затухает. На Каракумском и Карабогазском сводах встречены пласты дацитов и туфолавы кислого состава.

Интрузивный магматизм на территории Туранской плиты развит менее широко, нежели эффузивный. Магматические породы известны в размытом своде Туаркырской антиклинали, где они представлены интрузиями габбро и габброидов. Они также выделяются в Султануиздаге, где выражены габбропироксенитами, и в других местах, а значительная часть их охарактеризована по данным глубокого бурения. Предположительно внедрения происходили в периоды: силурийский—ордовикский — гранитоиды (в отдельных местах: Красноводск, Дарвазский хребет); средний палеозой — комплекс основных и средних интрузий (Южное Приаралье); девонский—нижнекарбонный — плагиограниты и батолиты гранитоидов (площади Газли, Карши и др., в Узбекистане, Кара-Богаз Голский и Каракумский своды, Саракамышская зона поднятий и др.); верхний карбон—нижняя пермь — гранитоидные батолиты (Арало-Тянь Шаньская область, южные отроги Гиссарского хребта); пермский — внедрения, выраженные дайками ультраосновных и щелочных габброидов (Южное Приаралье). Считается, что на всех эпипалеозойских платформах заключительный этап батолитового гранитного магматизма приурочен к одному и тому же этапу — границе карбона и перми [62].

На **Скифской плите** в фундаменте вскрыты позднегерцинские гранитоиды. Так, граниты и гранодиориты развиты на ряде площадей: Радыковская, Надзорненская и в других местах, а на Нагутской и Прикумской площадях были разбурены гранитпорфиры и кварцевые порфириты, т. е. интрузивные и эффузивные образования.

Для мезозойского магматического цикла следует отметить наличие диабазов и порфиритов триасового периода, выявленных в Добрудже, а на Каневско-Березинской зоне были вскрыты бурением спилиты среднего триаса.

Верхояно-Чукотская складчатая область. Для палеозоя характерны вспышки магматической активности в кембрии и девоне. Так, в Чукотском массиве выделены интрузивные тела, выполненные габбродиабазами нижнего кембрия. В Омолонском массиве широко представлены баталитоподобные гранитоиды, получившие название абхитского комплекса. Предположительно они внедрились после девонского времени. Наряду с интрузивной деятельностью здесь распространены эффузивные образования, показатели активной вулканической деятельности в девоне. На Сетте-Дабане, в Колымском и Омолонском интрузивных массивах выделены лавовые породы, игнимбриты¹ и туфы, состоящие почти целиком из вулканического стекла. Периферийную часть срединных массивов осложняют многочисленные интрузии позднедевонского времени внедрения, представленные гранитами, сиенитами и диоритами. В центральной части Верхоянского антиклинория (хр. Туорасис и соседние хребты) установлены диабазы, очевидно, позднедевонского и последевонского времени, т. к. обломки их встречаются в нижнекарбоновых отложениях [62].

Мезозойский магматический цикл довольно активно проявился на территории Верхояно-Чукотской складчатой области. По времени проявления он затронул верхнюю юру и нижний мел. Основная его активность пришлась на верхнюю юру.

В раннем триасе магматизм носил трапповый характер, почти аналогичный сибирским траппам. По составу это диабазы. В верхнеюрское время магматизм охватил почти всю территорию области. Он делится на интрузивный и эффузивный. Юрский магматизм характеризует складчатый этап развития области. Значительная часть его проявилась в прогибах, окружавших срединные массивы: Омолонский, Колымский, Чукотский и др. Излившиеся образования в основном среднего состава — андезиты, дациты, липариты и их туфы. Интрузии выражены гранитами, гранодиоритами и диоритами. Интрузивные тела образуют сплошной пояс, который огибает Колымский массив и прослеживается через Анюйский и Чукотский антиклинории на 1000 км при ширине 300 м. По времени формирования пояса верхняя юра–нижний мел.

Верхнемеловой магматизм протекал в период завершения складчатой эпохи Верхояно-Чукотской области. В основном это излившиеся образования на окраинах Омолонского массива, в низовьях р. Индигирки и в Охотском массиве. Выражены они андезитами, дацитами и щелочными вулканитами. Значительно распространен и интрузивный магматизм верхнемеловой эпохи, представленный гранитоидами [78].

Кайнозойский магматизм в Верхояно-Чукотской складчатой области был слабым. Связан он с проявлением вулканизма по глубинным разломам, ограничивающим Колымский срединный массив. Например, Момские позднечетвертичные вулканы, Зашиверский и Анюйский вулканы, четвертичные лавы по р. Ясачная. По составу лавы вулканов близки к щелочным базальтоидам современных вулканов островов Тихого океана.

На Восточном Забайкалье палеозойский магматический цикл делится на нижнепалеозойский и верхнепалеозойский магматические циклы. Нижнепалеозойские,

¹ Игнимбриты — спекшиеся вулканические туфы. Часто в них присутствуют включения вытянутых кристаллов стекла

а местами и среднепалеозойские, породы прорваны интрузиями гранитоидов. Например, крупный батолит выделен на водоразделе рек Уров и Урюмкан. Возраст внедрения гранитоидов 490–360 млн лет. В южной зоне Тукуринского глубинного разлома прослеживаются каледонские интрузии габбродиабазов (Пиканские интрузии).

В верхнем палеозое магматизм в Восточном Забайкалье усилился. В девоне произошло излияние подводных вулканов. Сформировалась спилиткератофировая формация (Ачинская антиклиналь). В центральной части области возникли крупные плутоны (Кутомарский, Кадаинский), в которых преобладали граниты. В восточной части Приамурья развитие получили интрузии ультраосновного состава.

Мезозойский магматизм в Восточном Забайкалье получил широкое развитие. Он интересен тем, что с ним связаны месторождения редких металлов, олова и вольфрама, молибдена, полиметаллов и золота. Начался он здесь с раннего триаса, а закончился в верхнем мелу. Характерной особенностью мезозойского магматизма является преимущественное развитие интрузий кислого состава и почти полное отсутствие щелочных внедрений. В юрский период сформировались самые крупные гранитные батолиты (Борщовский и Цаган-Олуевский), штоки (например, Шерловогорский шток на Агинском поднятии) и многочисленные интрузивные тела гранитов в Приамурье (нижнемелового возраста), перекрытые кислыми лавами верхнего мела в Приамурье в основном андезитового состава, а интрузии верхнемелового возраста мелкие (дайки, жилы), состоящие из кварцевых порфиров, приуроченных к сводовым частям антиклинальных структур и разломам.

Кайнозойский магматизм в Восточном Забайкалье и в целом в Монголо-Охотской складчатой области имел незначительное развитие. Местами в Восточном Забайкалье оформилась толща вулканогеннооса дочная, состоящая из липаритов (вулканическое стекло) и туфов, перекрытых андезито-базальтами и базальтами [62].

Палеозойский магматизм Сихотэ-Алиня связан с каледонской и герцинской эпохами тектогенеза.

К каледонским структурам приурочены интрузии гранитов и эффузивные лавы на Хингано-Буреинском антиклинории. Герцинский магматизм более представлен. Выделяются крупные интрузивные тела гранитоидов в Хингано-Буреинском районе и очень редко — ультраосновные интрузии (Ханкайский массив). По времени внедрения их относят к позднему карбону. Внедрения сопровождались излияниями лав кислого и среднего состава. Это спилиты на Сихотэ-Алине и кварцевые порфириты на Ольгинском массиве [62].

Мезозойский магматический цикл на Сихотэ-Алине проявился в среднеюрскую и верхнемеловую эпохи. Среднеюрские интрузии гранитов выделены на окраинах Ханкайского массива, а на западном склоне Сихотэ-Алиня наблюдаются излияния спилитов и диабазов среднеюрских. Ранневерхнемеловые магматические образования представлены излияниями порфиритов и туфами среди осадочных пород. Интрузии гранитов ранневерхнемелового возраста выделены в Сихотэ-Алинском антиклинории. Поздневерхнемеловые магматические процессы охватили восточные склоны Сихотэ-Алиня и Ханкайского массива. Среди излившихся пород здесь развиты андезитовые

порфириды, кварцевые порфиры и их туфы и в меньшем количестве — излившиеся породы кислого состава — фельзиты и кварцевые порфириды.

Кайнозойский магматизм на СихотэАлине связан с глубинными разломами и проявился главным образом на восточном склоне антиклинория. Излияния лав основного и менее — среднего и кислого состава происходили начиная с низов палеогена и продолжались весь неоген и закончились в четвертичное время. Излияниям лав сопутствовал интрузивный магматизм. Многочисленные мелкие интрузивные тела из габброидов и базальтоидов распространены в Ханкайском массиве. Вместе с лавовыми потоками четвертичного периода они образовали столовообразное плато [62].

Магматические циклы на Кавказе. Верхнепалеозойский магматический цикл проявился активно на северном склоне Большого Кавказа. В девоне и нижнем карбоне здесь накопились отложения спилиткера тофировой формации, прорванные интрузиями.

В районе бассейна р. Лабы в это время произошло внедрение крупного урушненского массива, сложенного серпентинитами, габброам фиболитами и гранодиоритами. Такие внедрения выделяются во многих местах Северного Кавказа. К примеру, Малкинский массив, граниты рек Чегема и Поксана. По времени внедрений гранитов они разные и отражают интенсивность раннегерцинского и позднегерцинского магматических циклов. Абсолютный возраст внедрений колеблется в территориях от 380 до 210–200 млн лет. В складчатой зоне Большого Кавказа выделяются характерные внедрения карбопермских серых гранитов (возраст внедрений 275–235 млн лет) — балканский тип и белореченский тип гранитов, а также более поздних — пермскотриасовых серых гранитов (Кассарский, Дарьяльский гранитоиды). На заключительной стадии герцинского магматического цикла на северном склоне Большого Кавказа (Лабино-Малкинская зона) проявились интрузии красных гранитов возрастом 210–200 млн лет. На Малом Кавказе интрузивный магматизм герцинского цикла характеризовался внедрениями гранитоидов ряда крупных массивов: Локского, Хромского, Дзирульского с возрастом от 360 до 260 млн лет. На Северном Кавказе интрузивный магматизм сопровождался излиянием андезитодацитовых лав и туфов (средний карбон — пермь).

Мезозойский магматический цикл проявился на всем Кавказе, но наиболее интенсивно — на Малом Кавказе и на южном склоне Большого Кавказа. На Малом Кавказе магматическая активность началась со средней юры и продолжалась до олигоцена. В верхней юре сформировались интрузивные массивы гранодиоритов Дашкесана и Алаверды, в верхнем мелу и среднем палеогене оформился Севанский офиолитовый пояс, состоящий из пород основного и ультраосновного состава. В центральной части Большого Кавказа оформился Тырнаузский верхнемеловой комплекс гранитов, протянувшийся на северный склон Большого Кавказа. На южном склоне Большого Кавказа в раннеюрское время проявился эффузивный магматизм — кварцевые порфиры и порфириды. На северном склоне Большого Кавказа в это же время отложилась мощная толща пород спилиткератофировой формации. В Лабино-

ГЛАВА 3.

Малкинской зоне преобладали субаэральные излияния лавы андезитового состава — в середине ранней юры [62].

Кайнозойский магматический цикл выразился особенно активно на Малом Кавказе. Основной объем андезитовой магмы пришелся на средне и верхнеэоценовое время. Наряду с андезитовым материалом наблюдалось излияние дацитовых лав и выбросы пирокластического материала. Излияния лав сопровождалось внедрениями габброидных интрузий (АджароТриалетский и Севанский массивы). На границе эоцена и олигоцена оформился Метри-Ордубазский габброидный плутон с полиметаллической минерализацией.

Отличительной особенностью кайнозойского магматизма на Кавказе является усиление его наземной активности в верхнемиоценовое, нижнеплиоценовое и верхнеплиоценовое и четвертичное время. Основная масса магматического материала сконцентрировалась в огромных плато: Ставропольское, Дзирульский массив, Ахалканское нагорье, Армянское плато, Эльбрусская и Казбекская зоны, Центрально-Грузинская вулканическая области и на границе Большого Кавказа со Ставропольским поднятием — Минераловодский вулканический район (рис. 3.2).

Прослеживается изменение состава магм во времени: сначала изливаются лавы основного состава (базальты, андезиты и их смеси), затем — кислого (дацитовые и андезиодацитовые). Большинство интрузивных массивов северного склона Большого Кавказа сложено граносиенитами. Возраст интрузий — миоплиоценовый.



Рис. 3.2. Вулканический ландшафт Пятигорья (по И.Н. Сафронову). Горы: 1 — Кокуртлы; 2 — Кинжал; 3 — Лысая; 4 — Змейка; 5 — Бык; 6 — Верблюд; 7 — Машук; 8 — Развалка; 9 — Железная; 10 — Бештау; 11 — Медовая; 12 — Шелудивая; 13 — Золотой Курган; 14 — Юца; 15 — Джсуца; 16 — Эльбрус

Следует отметить, что Эльбрус, извергавший лавы и туфы липаритового и дацитового состава, и Казбек, проявившийся лавой и пирокластическим материалом андезиодацитового состава, относятся к центрам новейшего магматизма, и часть геологов считает их условно потухшими, ввиду того, что по краям этих вулканов происходит поступление на поверхность горячих вод [71].

Магматическая деятельность в **Крыму**. Происходила она в нижне и среднеюрское время (*мезозойский магматический цикл*), и наиболее активная магматическая фаза пришлась на келловейский ярус средней юры, а окончилась отложением меловых туфов, выделенных в окрестностях Балаклавы. В нижней юре сформировались лавовые потоки диабазов в окрестностях г. Симферополя. Среднеюрские излившиеся породы

(спи литкератофировая формация — шаровые лавы, туфы, туфобрекчии) выделены в Карадаге около мыса Феолент и другие. Интрузивные образования отличаются лакколитоподобной формой среднего состава, характерные для Горного Крыма.

Мезозойский магматический цикл прослеживается в **Закарпатье** (Раховский массив) на значительной территории вплоть до Румынии.

Юрские отложения прорваны интрузиями габбродиабазов и диабазовых порфиритов. Также выделяются туфы и туфобрекчии андезитового состава верхнемелового возраста.

В Закарпатье широко проявился *кайнозойский магматический цикл*. В начале неогена вместе с ростом Карпат по разломам происходили мощные излияния лав и выбросы вулканических образований. Наиболее активная вулканическая деятельность пришлась на верхний миоцен — плиоцен вдоль Выгорлят-Гутинского структурного шва. Здесь выделяются три комплекса вулканитов: туфы и кислые лавы, андезитодациты и базальты [62].

Магматические циклы **Копетдага**. Средне и верхнепалеозойского времени они охватили в значительной мере территории, граничащие с горным Копетдагом. Это в основном окрестности г. Красноводска, Большого Балхана и менее — самого Копетдага. В окрестностях г. Красноводска выделяют интрузивные породы — гнейсовые граниты, красные граниты и розовые граниты (возвышенности ШахАдам и Уфра). Наряду с интрузивными здесь развиты и эффузивные породы спилиткератофировой формации: кварцевые порфиры, порфириты и их туфы. В Большом Балхане выделены розовые граниты, возраст которых имеет большой размах. Предполагают возраст их от докембрия до среднего палеозоя. *Кайнозойский магматический цикл* проявился на Копетдаге слабо. Так, на его восточной оконечности выделены палеогеновые лавовые потоки андезитобазальтов и их туфы [71]

Магматические циклы Памира. *Палеозойский магматический цикл* наиболее полно проявился на Северном Памире. Для него характерны излияния спилитов, диабазов, порфиритов. В «небольшой» отрезок времени (между средним и поздним палеозоем) произошло внедрение интрузий ультраосновного состава. В раннем карбоне сформировалась толща пород спилиткератофировой формации, которые впоследствии были прорваны гранитами и гранитоидами. В позднем карбоне и перми происходили неоднократные внедрения гранитоидных интрузий [62].

Мезозойский магматический цикл на Памире наиболее интенсивно проявился в Центральном Памире. Интрузивный магматизм носил ярко выраженный кислый характер: граниты и гранитоиды и менее — среднего состава (Рушанский, Язгулемский, Базардаринский комплексы). По времени внедрения интрузии носят ранне и позднемеловой возраст. Эффузивный магматизм по времени разный: триасовый — основные вулканиты; нижнеюрский — диоритовые порфириты и их туфы; верхнеюрский — липариты, андезиты.

Кайнозойский магматический цикл на Памире пришелся на палеогеновый период. В основном это вулканогенные образования (альбитофиры¹), а также небольшие интрузивные тела гранитоидов и кварцевых диоритов.

В пределах **Охотско-Чукотской зоны** выделяется мезокайнозойский магматический цикл. В это время проявился интрузивный и эффузивный магматизм. Например, в пределах протяженного (регионального) Челомджа-Янского разлома, выделяемого в окрестностях г. Магадана, прослеживаются крупные гранитоидные интрузии и вулканогенные образования. Здесь в верхнем мелу активно развивался наземный вулканизм и сформировалась мощная липаритдацитовая толща. Вулканические породы представляют в зоне часть окраинного вулканического пояса. По размерам пояс огромный — его протяженность составляет 3200 км, площадь — 500 тыс. км² и объем — более 1,1 млн км³. В рельефе пояс выражен рядом среднегорных хребтов и плоскогорий, служащих водоразделом между реками бассейна Северного Ледовитого океана и несущими воды в Охотское и Берингово моря (Пенжина, Анадырь и др.). Основная часть пояса сформировалась от альба до сеномана, местами ранее альба и продолжались излияния в верхнем мелу и в палеогене. Пояс делится на внешнюю и внутреннюю части. Мощность вулканитов во внешней зоне достигает 3,5 км, а во внутренней — до 7 км (в среднем 4 км).

Магматизм **Восточной Камчатки и Курил**. Приурочен он к зонам глубинных разломов, протягивающихся к глубоководным впадинам Тихого океана.

На острове **Сахалин** в последние годы выделяются породы магматических циклов: палеозойского, мезозойского и кайнозойского.

Для *кайнозойского магматического цикла* Сахалина характерны излияния лав основного состава и внедрения гранитов биотитовых и серпентинитовых (Востоносахалинский антиклинорий).

В Восточно-Сахалинском антиклинории выделяются магматические породы (гипербазиты), прорывающие верхнемеловые отложения. Они относятся к верхнемеловому магматическому циклу.

Кайнозойский магматический цикл на Сахалине выразился поразному. Так, в палеогене происходили слабые излияния лав, а в неогене магматизм усилился — в нижнем миоцене отмечены многочисленные излияния трахитовой² лавы, а в верхнем миоцене преобладали внедрения диоритовой магмы. На западе острова встречаются отдельные внедрения поздненеогеновых щелочных интрузий [62].

Четвертичный магматизм на Сахалине пришелся в большей степени на запад, где он выражен базальтовыми и андезитобазальтовыми лавами. Проявления магматизма на западном побережье Сахалина подчеркивают его новейший характер (молодой) в системе Окраинного вулканогенного пояса на границе мезозойского и кайнозойского магматических циклов.

¹ Альбитофиры – кислые эффузивные породы с вкрапленниками альбита.

² Трахит — излившаяся порода среднего состава щелочного ряда, содержащая калиевый полевой шпат, средний плагиоклаз и темноцветные минералы.

На территории **Камчатско-Корякской складчатой области** выделяют три магматических цикла: палеозойский, мезозойский и кайнозойский.

Магматические образования, обнажающиеся на Срединно-Камчатском и Корякском антиклинориях, свидетельствуют о палеозойском магматизме. Здесь на дневную поверхность выходят сильно измененные зеленокаменные толщи эффузивов и прорывающие их гранитные интрузии палеозойского возраста.

Мезозойский магматический цикл пришелся на нижнемеловое время внедрениями диабазов¹, порфиритов и гранитов. В позднемеловое время происходит интенсивное излияние основных лав, извержение вулканогенных образований (туфы, брекчии). Вулканиды в позднемеловое время осложняются интрузиями ультраосновного состава (дуниты, перидотиты, пироксениты), а на Курильских островах (о. Шикотан) вулканиды верхнего мела прорваны позднемеловыми интрузиями габбро [71].

Кайнозойский магматический цикл на Камчатке и в Корякии выражены породами палеогенового и неогенового магматических комплексов. Так, на востоке Камчатки развиты лавовые покровы андезитов и базальтов палеогенового возраста, пронизанные мелкими разновозрастными интрузиями ультраосновного состава (в основном перидотиты²). А на западе Камчатки магматические породы аналогичного возраста (палеоген) выражены главным образом лавами и туфами среднего состава. Палеогеновые магматические образования также представлены широко на Курильских островах и в Корякии. Сложены они здесь вулканогенно кремнистыми разностями, местами трахиандезитами, осложненными пластовыми интрузиями из диоритов и сиенитов [62].

В неогеновый период магматизм охватил восточную часть Камчатско-Курильской зоны излияниями лав кислого состава и малыми интрузиями гранитов, диоритов и сиенитов. Повсеместно к позднеогеновым вулканитам приурочены проявления сурьмы, киновари и серы.

Особо следует отметить магматизм четвертичного периода, который представлен здесь наиболее широко. Общая площадь четвертичных вулканидов Камчатки превышает 50 тыс. км², а их объем — 18 тыс. км³. Излияния вулканидов выражены базальтами, сформировавшихся в покровы. Особенно типичные столовые плато для Корякского нагорья. Извержения вулканов характерны и для настоящего времени. Значительная часть современных вулканов расположена в восточной части Камчатки, где на считывается более 180 вулканов, из которых 30 — действующие (рис. 3.3). Они изливают лаву основного и среднего состава (андезитобазальты), выбрасывают пепел, вулканические бомбы и флюиды [13].

¹ Диабаз — глубинная магматическая порода, состоящая из основного плагиоклаза и пироксена.

² Перидотит — глубинная магматическая порода, состоящая главным образом из оливина и пироксена.



Рис. 3.3. Вулканы полуострова Камчатка (схему составил С.С. Кузнецов). 1 — вулканы действующие; 2 — вулканы потухающие; 3 — вулканы потухшие; 4 — горячие источники; 5 — предполагаемые линии разломов.

На Курильских островах активно проявляется современная вулканическая деятельность, насчитывается более 100 вулканов, из которых 38 продолжают активную деятельность. Вулканы центрального типа и приурочены к разломам северо-восточного простирания [13].

ГЛАВА 4.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

4.1. ЭВОЛЮЦИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Геологическая эволюция древней **Восточно-Европейской платформы** длительная и сложная. Около 2,6 млрд лет назад проявилась Беломорская складчатость, которая привела к закрытию протоокеанов и формированию жестких эпиархейских массивов. На период от 2 млрд лет назад и по 1,6 млрд лет пришлось на время ранне и позднекарельских складчатостей, которые сопровождалась активной вулканической деятельностью. В конце позднего протерозоя местами (Тимано-Печорская область и предположительно Прикаспийская низменность) проявилась платформообразующая Байкальская складчатость, которая привела к увеличению площади древней платформы [26, 41]. В позднем протерозое началась стадия заложения синеклиз. Например, Московская синеклиза стала формироваться с конца рифея, Балтийская — с начала кембрия, а Украинская — с девонского периода. Ка ледонская эпоха складчатости (в конце силурийского периода) привела к оформлению **Русской плиты**. Наблюдается устойчивое прогибание земной коры [30, 41, 45].

Герцинский этап развития Восточно-Европейской платформы характеризовался расколом фундамента. Украинско-Воронежский щит был расчленен авлакогеном. Расширили свои границы синеклизы за счет медленного и постоянного прогибания Русской плиты. Начиная с пермского периода Восточно-Европейская платформа испытала общее поднятие и, как следствие, обмеление морского бассейна вплоть до ухода моря с платформы в верхнемеловое время. С востока на платформу оказала давление Урало-Монгольская геосинклиналь. В мезозойскую и кайнозойскую эры на нее воздействовала молодая растущая Средиземноморская геосинклиналь. Сложный тектонический режим фундамента, влияние боковых подвижек на осадочный чехол со стороны Уральских герцинид и Средиземноморских альпид обусловили развитие разнообразных геологических и тектонических структур в осадочном чехле и образование многочисленных полезных ископаемых [48].

История эволюции геологического развития древней **Сибирской платформы** разделяется на три этапа: геосинклинальный (кратонизация), переходный и плитный. Геосинклинальный этап в истории Сибирской платформы знаменовался закрытием первичных океанических структур. Беломорская складчатость, проявившаяся в архее, привела к образованию первых устойчивых жестких эпиархейских ядер (этап кратонизации). В следующий — переходный — этап, продолжавшийся до конца раннего протерозоя, шло заложение широких впадин и их заполнение обломочным материалом, сносимым с окрестных возвышенностей, подвергшихся разрушению. Начиная с позднего протерозоя на значительной части платформы (за исключением

ГЛАВА 4.

байкальских областей) началось формирование осадочного чехла, заполнялись породой широкие впадины (авлакогены) — платформа «переживала» авлакогенную (доплитную) стадию (по А.Н. Золотову).

Авлакогенная стадия проявилась в первой половине рифея (1600– 1800 млн лет). В эту стадию произошло прогибание окраин архей-ран непротерозойского кратона и длительное разрушение возвышающихся над водой массивов, который продолжался от 100 до 800 млн лет.

Переходная стадия платформенного тектонического режима охватила окончание позднего рифея (байкальский этап) от 1200 до 680 млн лет [41]. Обломочный материал от разрушения архейского кратона сносился в прогибы (рис. 4.1).

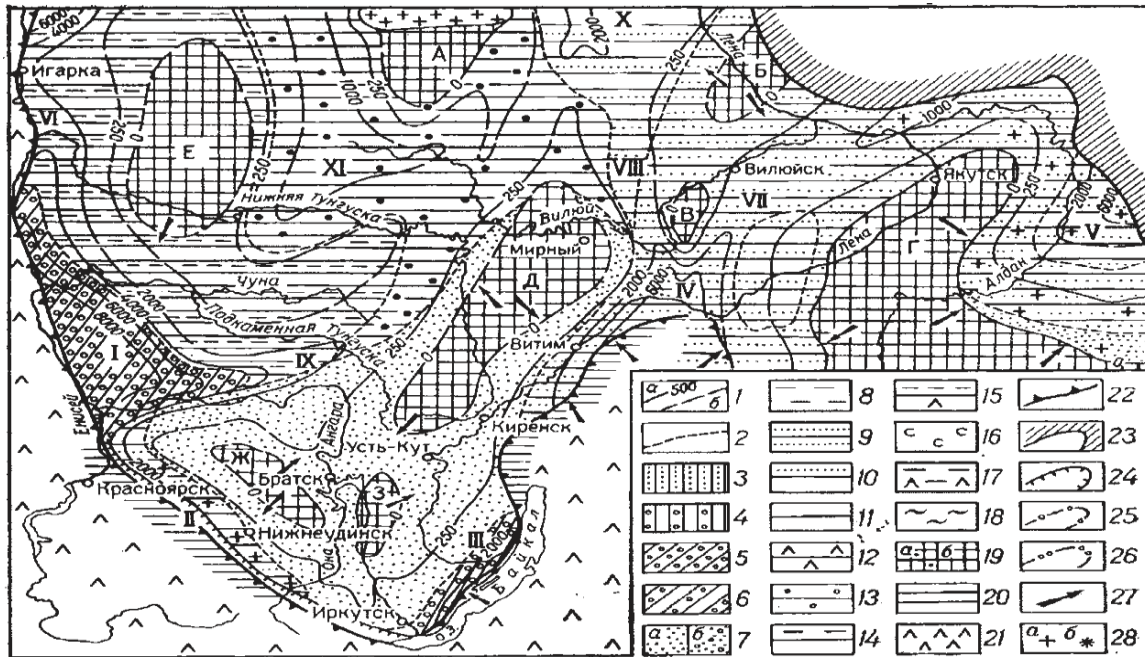


Рис. 4.1. Палеотектоническая схема Сибирской платформы в среднем — позднем рифее (по А.Н. Золотову): Впадины и прогибы систем перикратонных опусканий: I — Енисейская, II — Ийско-Туманшетский, III — Прибайкальский, IV — Нюйско-Джербинская, V — Учуро-Майская, VI — Инаро-Туруханский; надвлакогенные прогибы: VII — Кемпендяйский, VIII — Мархинский, IX — Иркинеево-Чадобедский, X — Суханский, XI — Котуйканский; щиты позднего рифея: А — Анабарский, Б — Мунско-Оленекский, В — Сунтарский, Г — Алданский, Д — Ангаро-Ленский, Е — Центрально-Тунгусский, Ж — Тангуй-Чунский, З — Верхнеангарский. 1 — изопахиты (а — достоверные, б — условные); 2 — границы формаций; формации и подформации: 3 — кварцито-сланцевая, 4 — конгломерато-сланцевая, 5 — карбонатно-сланцевая, перекрытая песчано-гравелитовой, 6 — алеволито-глинистая (флишоидная), перекрытая песчано-гравелитовой, 7 — терригенная (а — песчаная, б — песчано-гравелитовая), 8 — алеволито-глинистая, 9 — карбонатно-терригенная, 10 — терригенно-карбонатная, 11 — карбонатная, 12 — сульфатно-карбонатная, 13 — органогенно-карбонатная, 14 — глинисто-карбонатная, 15 — ульфатно-глинисто-карбонатная, 16 — карбонатно-галогеенная (соленосная), 19 — суша (а — расчлененная, б — непленнизированная); 20 — орогенные области дорифейской консолидации; 21 — геосинклинальные области; 22 — краевой шов платформы; 23 — край современной платформы, переработанный молодой складчатостью; 24 — современная граница распространения островов; 25 — отдельные острова; 26 — архипелаги островов; 27 — направление сноса обломочного материала; 28 — формации (а — пестроцветные, б — красноцветные)

В отдельных районах прогибания достигли величин 6–7 и даже 10 км. Сформировались Присаяно-Енисейская система перикратонных прогибов, Енисейская впадина, грабенообразные прогибы Игарско-Туруханского района и Ийско-Туманшетского Присаянья, Прибайкальский и др. Основное погружение платформа испытала во временной отрезок 1200–1000 млн лет назад. К концу рифея окончательно сформировались Анабарский, Центрально-Тунгусский, Мунский, Якутский, Невско-Мирненский и др. щиты и блоки платформы. К концу переходной стадии почти вся платформа испытала поднятие и размыв рифейских образований.

С рифея выделяют плитный (синеклизный) этап развития платформы. Проявился этап с раннего венда по современный период (680–0 млн лет). Полностью оформились передовые прогибы [41,45].

Раннепалеозойский этап (*Каледонский цикл*) характеризовался значительным погружением фундамента и кембрийской трансгрессией моря, которая охватила всю платформу, за исключением области Алданского щита и Анабарского массива. Максимум прогибания проявился в пределах Ангаро-Ленского прогиба и Вилуйской синеклизы. На рубеже силура и девона вся платформа испытала поднятие (регрессию моря), за исключением северозападной части.

В позднем палеозое (*Герцинский цикл*) на Сибирской платформе возобновились погружения, произошло формирование и заполнение осадками Тунгусской синеклизы, возрождение Вилуйско-Патомской системы авлакогенов. Происходили мощные извержения лав и пирокластических продуктов (рис. 3), в бассейнах накапливались соленосные отложения. В Тунгусской синеклизе сформировались мощные угленосные толщи.

В мезозое (*триас*) усилился эффузивный магматизм. Траппы придали еще большую линейность платформе. Мезозойский этап охарактеризовался влиянием на Сибирскую платформу со стороны растущей Верхоянской геосинклинали. В погружение была вовлечена часть платформы, что привело к возникновению Вилуйской синеклизы. Тектоническая активизация охватила и юг платформы, что выразилось в образовании межгорных впадин и в мощном позднемезозойском магматизме (кимберлиты и траппы) (Канская, Рыбинская, Иркутская, Чульманская и другие грабенообразные впадины). На востоке платформы сформировался Приверхоянский передовой прогиб.

Отсюда следует закономерность — проявление древнего ультраосновного, щелочного, кимберлитового магматизма распространено в периферийных частях Сибирской платформы, а молодого — к центральным ее частям [41].

Для кайнозойской эры характерно общее поднятие территории, начавшееся еще с мелового периода. Магматическая активность прекратилась. Море почти полностью покинуло платформу и оставалось лишь на крайнем севере в течение всего палеогена. В неогене возобновились опускания в районе Байкальской складчатой области. Сформировались огромные грабенообразные впадины (например, оз. Байкал), они рассматриваются геологами как проявление континентального рифтогенеза. Для этих впадин отмечено утонение земной коры до 35 км и излияние четвертичных базальтов, обилие термальных источников и повышенная сейсмическая активность.

4.2. ЭВОЛЮЦИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Эволюция Таймыра и Северной Земли во многом напоминает геологическую историю севера Урала. По своему составу породы близки к таковым северо-западной части Сибирской платформы, но в отличие от них приобрели складчатую структуру в раннекембрийскую эпоху и могут рассматриваться как дислоцированный чехол погребенного Южно-Таймырского метаплатформенного массива (Милановский, 1996, с. 149). Южно-Таймырская область образовалась в конце палеозоя после закрытия Уральского океана. В течение мезозоя и кайнозоя вся эта территория развивалась в платформенном режиме, преобладали процессы эрозии и денудации.

В разрезе **Северной Земли** различают ордовикские, силурийские и девонские отложения общей мощностью до 6–7 км. Ордовикские образования выражены песчаниками, мергелями и известняками (с пластами лавовых пород), залегающими несогласно на базальных конгломератах кембрия. Силурийская толща сложена биогермовыми известняками и доломитами, а девонские отложения — это в основном пестроцветные терригенные образования: песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты и менее — карбонатные и сульфатные. Предполагают, что фундаментом для ордовикско-девонского чехла Северной Земли в основном является восточное продолжение Баренцевоморского региона, и в таком случае Северную Землю следует относить к Печоро-Баренцевоморской области. Отложения карбона, перми и мезозоя на Северной Земле отсутствуют. В толще нижнего палеозоя здесь выделяются обширные (десятки км в поперечнике) брахиантиклинали и относительно узкие гребневидные антиклинали, развитие которых объясняется воздействием разломов фундамента и горизонтальных подвижек на пластичные (сульфатные) породы осадочного чехла. Отсюда наиболее вероятный возраст дислокаций чехла на Северной Земле — древне-киммерийский. В неоген-четвертичный период архипелаг Северная Земля испытал сводовоглыбовые поднятия, осложненные в центральной части формированием субмеридионального грабена — пролива Шокальского.

Начиная с позднего плиоцена архипелаг испытывал неоднократное воздействие ледниковых масс (кстати, и в современной обстановке большая часть островов архипелага покрыта ледниками).

Герцинская складчатая область Урала. В докембрии на месте Урала и большей части Западно-Сибирской платформы господствовал Древний Уральский океан (Палеоуральский). В начале палеозоя горизонтальные подвижки Евро-Американского и Сибирского континентов привели к сближению и проявлению островодужного вулканизма, заложению геосинклинали. В каменноугольном периоде происходит закрытие Палеоуральского океана и образование Уральского горноскладчатого пояса.

В триасовый и юрский периоды Урал испытывает блоковые вертикальные подвижки по разломам, сопровождавшиеся образованием грабенов и простых пологих складок. В меловой и палеогеновый периоды на Урале преобладали процессы выветривания и разрушения гор, образовалась кора выветривания (рис. 4.2). На востоке проявилось поднятие, был оформлен современный облик Урала. Возрожденное поднятие Урала происходит и в настоящее время [41].



Рис. 4.2. Основные поверхности выравнивания Урала и связанные с ними полезные ископаемые (по А.П. Сигову): 1 — горанитоиды; 2 — эффузивы, преимущественно основные; 3 — известняки; 4 — ультрабазиты; 5 — прочие породы; 6 — мезозойская и олигоценная коры выветривания; 7 — никелевые руды; 8 — природно-легированные железные руды; 9 — бурые железняки алапаевского типа; 10 — бобовые железные руды халиловского типа; 11 — железные шляпы коренных месторождений; 12 — оолитовые железняки; 13 — бокситы; 14 — россыпи золота, алмазов, платины; 15 — кварцевые пески, содержащие циркон, титановые минералы, монацит; 16 — первичные каолины; 17 — огнеупорные глины

железняки алапаевского типа; 10 — бобовые железные руды халиловского типа; 11 — железные шляпы коренных месторождений; 12 — оолитовые железняки; 13 — бокситы; 14 — россыпи золота, алмазов, платины; 15 — кварцевые пески, содержащие циркон, титановые минералы, монацит; 16 — первичные каолины; 17 — огнеупорные глины

Каледоно-герцинские складчатые области Казахского нагорья и Тянь-Шаня.

В докембрии на территории Казахского нагорья и Тянь-Шаня располагался Палеоазиатский океан. В рифейское время здесь протекал геосинклинальный режим — формировались мощные вулканогенно осадочные толщи вокруг ядер кратонов более древнего заложения. Байкальская складчатость значительно усложнила геосинклинальный режим. Вся территория разбивается на зоны с преобладанием миогеосинклинального и эвгеосинклинального этапов. В Северном Тянь-Шане в силуре завершается этап каледонской складчатости, в Центральном Казахстане формируется консолидированный складчатый массив.

Герцинский тектонический этап в конце палеозоя привел к замыканию каледонских и герцинских геосинклиналей и к превращению территории в эпигерцинскую платформу. В конце палеогена море покинуло пределы межгорных впадин, в которых стали накапливаться мощные толщи неогеновых моласс. Тянь-Шань испытал активное горообразование, которое продолжается и поныне, что подтверждается высокой сейсмичностью районов.

Алтае-Саянская-каледоно-герцинская складчатая область

История геологического развития Алтае-Саянской области тесно связана с геосинклинальными процессами, происходившими в докембрии на южной оконечности Палеоазиатского океана, и постепенным формированием континентальной коры. В геосинклинальном развитии Алтае-Саянской области принято выделять три главных (крупных) этапа (Милановский, 1996): 1) допозднерифейский, предшествующий заложению на ее территории геосинклинальной системы Урало-Монгольского пояса; 2) позднерифейско-раннетриасовый, охватывающий время геосинклинального (или частично сингеосинклинального в зонах ранней консолидации) развития этого пояса; 3) мезокайнозойский постгеосинклинальный этап (включая позднекайнозойскую стадию активизации). В архее и раннем протерозое возникли протогеосинклинали [26, 41, 44]. Сформировалось метаморфическое континентальное основание, на котором в позднем рифее началось

заложение структур Урало-Монгольского подвижного пояса. В конце кембрия здесь проявился каледонский тектогенез (Салаирская фаза), выразившийся в столкновении некоторых островных дуг с древним материком (Сибирский континент), что привело к прекращению геосинклинального режима в пределах Кузнецкого Алатау. Позднекаледонские деформации сжатия в середине и в конце силура привели к формированию складчато надвигопокровной структуры Западного Саяна и всего Алтая, сформировался единый приподнятый геоблок. В конце силура (Эрийская фаза) геосинклинальное развитие прекратилось на востоке Алтае-Саянской области — произошло закрытие этой части Палеоазиатского океана, а сама область стала частью материка Ангариды. На ее фундаменте стали возникать межгорные впадины (герцинский этап) [62].

В мезозое Алтае-Саянская область вступила в постгеосинклинальный этап развития. В области проявились глыбовые движения, усилился контраст между поднятиями и межгорными впадинами. Образовались линейные складки по окраинам Кузнецкой впадины. Начиная с триаса область испытывает плитный этап развития. В межгорных впадинах в юрский период шло активное накопление угленосных отложений. По глубинным разломам поступали на поверхность базальтовые лавы [26].

В кайнозойский этап активизировались дифференцированные глыбовые движения, произошло омоложение горного рельефа.

Байкало-Охотская салаиро-герцинско-киммерийская складчатая область. В раннем докембрии территория Байкало-Охотской области, вероятно, входила в состав крупного Китайско-Сибирского континента, который в рифее был расчленен на отдельные массивы, возвышающиеся над водами Палеоазиатского океана. В результате байкальской складчатости к югу от Сибирской платформы возникла обширная горная страна, которая с начала палеозойской эры по современный период все время находилась в континентальных условиях. В палеозое и мезозое на этой территории происходило постоянное разрушение гор и выравнивание рельефа, межгорные прогибы заполнялись продуктами разрушения гор. В конце карбона Монголо-Охотская геосинклиналь испытала завершающую складчатость и закрытие океана. В перми, триасе и юре горный рельеф подвергся денудации, обломочный материал накопился в прогибах и впадинах. В позднем мелу в связи с началом активных тектонических движений началось дробление северо-восточной окраины Евразийской плиты. В Байкало-Охотской области этот процесс выразился образованием наложенных новых межгорных впадин и интенсивной гранитизацией. С позднего мела и в палеогене устанавливается спокойный платформенный режим, но в конце неогена этот режим снова нарушается в связи с горизонтальными движениями целых плит (Индийской и др.). Образовались новейшие впадины [41].

В кайнозое, начиная с конца палеогенового периода, территория Прибайкалья, Восточного Забайкалья и Восточного Саяна испытала общее поднятие всех байкалид. Поднятие продолжалось вплоть до начала четвертичного периода. В результате чего полностью оформился современный горный рельеф юга Сибири. В Байкальской складчатой области наряду с образованием гор возникли рифтовые структуры (Байкал), протягивающиеся на 2500 км в северо-восточном направлении из Северной Монголии до южных районов Якутии. Предполагают, что в Якутии Байкальский рифт сочленяется с Мамским рифтом и далее идет под названием Байкало-Мамского рифта и переходит в Мамско-Лаптевоморский рифт. Мощность пород, накопленных в рифте, составляет 5–6 км.

Эволюция молодой **Западно-Сибирской плиты** делится на геосинклинальный и плитный этапы. Они отличаются по времени заложений геосинклиналей. Та часть геосинклиналей, которая тяготела к Уралу, по возрасту была палеозойской, а восточные и северные — байкальскими. Геосинклинали проявились на островодужном вулканизме — месте древнего Уральского и Палеоазиатского океанов. Закрытие этих океанов в палеозое привело к соединению Восточно-Европейской платформы, Уральской горноскладчатой области, Южно-Таймырской области и Западно-Сибирской плиты с древней Сибирской платформой [41, 48].

В пермское, триасовое и частично в начале юрского времени на территории Западно-Сибирской плиты протекали рифтовые процессы и процессы накопления осадков в прогибах. Начиная со средней юры, повсеместно установилась плитная стадия развития платформы. В позднеюрское время территорию охватили процессы опускания, началась первая крупная трансгрессия моря, господство которого продолжалось до начала мела. Значительное прогибание центральных и северных частей единого седиментационного бассейна в юрское время, тектонические подвижки вызвали массовое формирование структур типа сводов, мегавалов и локальных поднятий. Тектонические движения в нижнемеловое время усложнили структурные планы юрских структур. В позднем мелу и кайнозое северная область испытывает сильное накопление осадков, а тектонические вертикальные движения обусловили несоответствие структурных планов по верхним и нижним горизонтам [41].

Вторая трансгрессия моря произошла в туроне, и море просуществовало до олигоцена включительно. В четвертичном периоде происходило несколько трансгрессий бариального моря. В антропогене было несколько оледенений. В настоящее время северная и отчасти центральная части плиты продолжают опускаться, о чем красноречиво свидетельствуют ют огромные эстуарии рек (Байдарацкая, Обская, Тазовская, Гыданская губы, Енисейский залив) и прогрессивное развитие болот.

Скифская эпигерцинская плита образовалась в конце палеозоя на месте геосинклинальной системы в океане Палеотетис. Закрытие океана сопровождалось накоплением грубообломочных образований и формированием складчатых сооружений в карбоне. На западе Скифской плиты (район современной Ейско-Березанской зоны поднятий) геосинклинальный режим просуществовал вплоть до юры. Начиная с триаса, на большей части территории наступила плитная стадия (на западе со средней юры). С этого времени вся территория Скифской плиты вовлеклась в погружение, которое временами нарушалось кратковременными вертикальными подвижками отдельных участков. Эпохи сильных поднятий были отмечены в конце юры. Последняя эпоха поднятий привела к полной регрессии моря с территории плиты [87]. Геологическая история **Туранской эпигерцинской плиты** связана с образованием Скифской плиты и рассматривается как планетарный процесс от юго-восточных окраин Русской платформы до Иранской и даже до Таримской платформы на юго-востоке. Во всех сопредельных регионах на формирование Туранской плиты оказали влияние местные геологические обстановки. Общим для Туранской плиты является наличие трех этапов: геосинклинального, окончившегося в среднем триасе, переходного, охватывающего поздний триас, раннюю и частично позднюю юру, платформенного, продолжающегося от средней юры до настоящего времени [41].

Закрытие древнего океана Палеотетис привело к образованию систем островных дуг и микрократонов на периферии юго-востока Восточно-Европейского суперконтинента, обрамлений Казахского мелкосопочника, протянувшихся на восток к Иранскому (байкальскому) массиву. На этой огромной территории протекали процессы

растяжения, сопровождаемые деструкцией протомассивов, переходящие в процессы горизонтального сжатия со стороны Омано-Аравийского кратона, рифтогенезом планетарного масштаба в системе Арало-Оманской рифтовой зоны [48]. Восточная часть современной Туранской плиты испытала значительные прогибания, а западная (Северо-Устюртский, Мангышлакско-Каракумский блоки) — поднятие. В позднем триасе земная кора заметно консолидировалась. Впадины были заполнены вулканогеннообломочными образованиями, поднятия сивелированы. На раннюю и позднюю юру пришелся этап раздвижения материков и океанов (в том числе и океана Палеотетис) по направлению Банди-Туркестан, Копетдаг и Кавказ. Бадхыз-Карабильская ступень в это время представляла собой высокий массив, разрушенный материал которого сносился в прогибы и впадины [87, 88].

В позднеюрскую эпоху (келловейоксфордское время) повсеместно происходило накопление карбонатных и терригенных образований. В эпоху кимериджитонскую преобладание аридного климата и мелкого морского бассейна способствовало накоплению мощной толщи галогенов и сульфатов (соленосная формация). Сначала мела наблюдалось оживление тектонической активности. В районах, близких к орогенам, шло накопление терригенного материала, а в удаленных — откладывались в основном карбонатные осадки. Начиная с позднеюрского времени наметилось различие в развитии запада и востока Туранской плиты. На востоке сформировались крупные блоковые поднятия, а рядом шло опускание территории и накопление мощной молассовой толщи (в передовых прогибах и впадинах) [48].

Карпатская альпийская складчатая область в эволюции прошла следующие этапы: геосинклинальный — мезозойский; орогенный — миоценовый и общего поднятия Карпат, перешедшего в закрытие межгорных прогибов, позднемиоцен — четвертичный [87]. Следует отметить, что территория Карпат, находящаяся между Западно-Европейской платформой (герциниды) и Восточно-Европейской (древняя платформа), вероятно, испытала геосинклинальный этап развития в позднем протерозое и в кембрии завершилось формированием байкальской складчатости (по аналогии с другими территориями, оконтуривающими Восточно-Европейскую древнюю платформу). Возникшие складчатые сооружения вновь были вовлечены в прогибание, но уже в нижнем палеозое. Проявление герцинского тектогенеза выразилось образованием палеозойской складчатости северозападного простирания от Добруджи до Калецко-Сандомирского кряжа. К началу триаса герцинские складчатые структуры были разрушены (выровнены), и на палеозойском фундаменте начали формироваться складчатые структуры альпийского этапа. Так, на окончание юрского периода пришелся процесс дифференциации движений, большая часть территории Карпат вовлекается в погружение. Начиная с нижнего мела и почти весь палеогеновый период, территория развивается как миогеосинклиналь, в бассейне которой накапливаются флишевые образования. Формируются цепи Кордильер, ограниченные внешним и внутренним прогибом. На конец палеогена пришлось закрытие внутреннего прогиба, а в олигоцене закрылся и внешний. В конце палеогена и в начале неогена территория Карпат превратилась в альпийскую складчатую область, возникли пологие надвиги, переходящие в шарьяжи. Неогеновый период — это время формирования краевого прогиба, заполнение его мощными накоплениями соленосной и молассовой формации, активной деятельности вулканов (ранний и поздний плиоцен) и формирование современного рельефа (четвертичный период). Об активной

геологической деятельности свидетельствуют землетрясения (в 1908 г. — 8 баллов Сваявское и в 1927 г. — 7 баллов — Тересвинское землетрясение).

Кавказская альпийская складчатая область испытала три «цикла» геосинклинального развития: байкальский (средний-поздний рифей — начало кембрия), герцинский (палеозой — триас) и альпийский (юра — кайнозой). В разных местах Кавказа установлены две древнейшие фазы метаморфизма и гранитизации, относимые по времени стабилизации первичных массивов к раннебайкальской и позднебайкальской тектономагматической эпохам. По времени проявления это около 870–790 и 650–500 млн лет тому назад. Предполагается, что ширина геосинклинальной области в герцинском цикле по сравнению с байкальским сократилась, так как южная ее часть, охватывающая территории Ирана, Восточной Турции и Малого Кавказа, а возможно, и Закавказскую межгорную зону, испытала в венде — кембрии консолидацию и причленилась к Африкано-Аравийской части Гондванской суперплатформы [62]. В Предкавказье южнее Бечасынского антиклинория сохранился фрагмент среднепалеозойского Хасаутского геосинклинального прогиба, сложенный карбонатно-сланцево-кремнистой толщей силура — девона с внедрениями серпентинитовых массивов. Еще южнее Бечасынского антиклинория выделены отчетливо верхнепалеозойские — триасовые образования, сформировавшиеся уже в эвгеосинклинальном Герцинском прогибе Северного Кавказа [89].

В начале мезозойского времени уже существовали две складчатые области Большого Кавказа и Малого Кавказа, дальнейшее развитие которых пошло по разным направлениям. Установлено, что в триасе на значительной части современного Кавказа господствовало мелкое и теплое море, в которое сносился обломочный материал с окружающих берегов. В раннеюрское время на месте Большого Кавказа заложился краевой прогиб, в котором накопились глины с тонкими прослоями песчаников. В среднеюрское время в средней части краевого прогиба образовалось поднятие, которое поделило прогиб на две части. В северной части прогиба продолжали накапливаться песчаноглинистые отложения (до 7 км), а в южной — проявился активный подводный вулканизм. В верхней юре северная часть прогиба почти прекратила опускаться, и в нем стали накапливаться карбонатные породы. В южном прогибе, продолжающем активно прогибаться, сформировалась мощная толща флиша. В меловом периоде оба прогиба испытывали унаследованное с юрского времени развитие, и лишь в конце мела прогибание прекратилось, и море покинуло пределы Большого Кавказа в результате общего поднятия территории.

Малый Кавказ представляет сложное геологическое явление. В начале триаса вся территория Малого Кавказа была подвергнута расколу на отдельные блоки. По трещинам происходило сильное излияние лав и внедрение магм. Блоки испытали разные движения — одни опускались, другие поднимались. В юрское время здесь сформировался огромный прогиб широтного простирания, который быстро заполнился лавами основного состава. В раннем мелу Малый Кавказ представлял собой сушу, а в позднем мелу он испытал опускание и интенсивный вулканизм.

Краткое рассмотрение эволюции Большого и Малого Кавказа показывает, что передовые прогибы, граничащие с платформами (Большой Кавказ), заполнялись в мезозойскую эру глинами и песчаниками с карбонатами, а внутренние прогибы (Малый Кавказ) — в основном песчаноглинистыми породами (флиш) с большим количеством вулканогенных образований. Мощность триаса в Альпийско-Гималайской области составила 3–5 км (иногда до 10 км), мощность юры 3–10 км, а меловых отложений — от нескольких сотен метров до 3–5 км [87].

К началу кайнозойской эры на месте Кавказа господствовали три области осадконакопления. Две области были широкие и протяженные; совместно с геосинклинальными поднятиями они составляют геосинклинальную систему Большого Кавказа. Третья область осадконакопления по размерам меньше и входит в состав геосинклинальной системы Малого Кавказа.

На территории Большого Кавказа альпийский этап складчатости начался с конца нижней юры, а на территории Малого Кавказа — с нижнего мела. Развитие геосинклинальных систем происходило в разных геологических условиях. В пределах геосинклинальной системы Большого Кавказа в периклинальных частях оси Центрального Кавказского хребта с мезозоя существовали передовые прогибы. В этих прогибах шло интенсивное накопление песчаноглинистого и карбонатного материала. Общая мощность верхнеюрских отложений на территории всего Кавказа достигает местами 1500 м, из которых не менее 1100–1300 м приходится на долю известняков. В верхней юре и нижнем мелу имела место регрессия моря, а в верхнем мелу — трансгрессия. В верхнем мелу на территории Северного Кавказа отложилось 1300 м песка и глинистых и карбонатных пород. Общая мощность верхнемеловых отложений достигает 3000 м. Мел и верхняя юра для Кавказа являются главными эпохами горообразования. В течение палеоцена и эоцена в прогибах накопилось более 2 км мощности морских отложений. В складчатой системе Малого Кавказа наблюдалась более сложная геологическая обстановка. Здесь еще не сформировался единый передовой прогиб. Во впадинах шло накопление карбонатного и в меньшей части терригенного материала. В море по многочисленным разломам в земной коре происходило излияние андезитовых лав и туфов в виде покровов. Мощность вулканогенноосадочных образований составила от 5 км (Армения) до 7 км (Грузия). На южном Кавказе сформировалась мощная нижнепалеогеновая толща. В позднем эоцене на Кавказе происходят складчатонадвиговые процессы на фоне вертикальных подвижек всех геосинклинальных систем. Флишевые отложения палеоцена и эоцена южного склона Большого Кавказа были опрокинуты к югу, сильно сжаты горизонтальными движениями, нарушены многочисленными надвигами, и даже покровами.

На Северном Кавказе разрез палеоцена и эоцена представлен фораминиферовой толщей серией известняков и мергелей с богатой фауной фораминифер. В олигоцене происходит замещение известняков глинистыми осадками (Майкопская серия общей мощностью более 1000 м), переслаивающимися с пластами андезитов и туфов.

В конце палеогенового периода складчатые системы Кавказа вступили в орогенный этап развития. В плиоцене и четвертичном периоде наблюдается интенсивный рост Большого и Малого Кавказа на фоне сильного погружения передовых прогибов Предкавказья и межгорных прогибов Закавказья. К началу голоцена уже оформились основные структуры Кавказа — Главный Кавказский хребет, хребты Малого Кавказа, между которыми сформировались межгорные впадины Закавказья Колхидская и Куринская. В этих прогибах происходило накопление карбонатного и обломочного материала в течение всего неогена. Севернее Главного Кавказского хребта в конце неогена широкий Предкавказский передовой прогиб заполнился преимущественно песчано глинистыми отложениями. Мощность накоплений местами составила около 5 км. Плиоцен является временем наиболее активной вулканической деятельности во многих местах Кавказа. В это время по всему северному склону Кавказа формируются покровы вулканогенно-обломочных пород: туфы, туфоконгломераты, андезиты.

Мощность вулканогенной толщи местами достигает 500 м. К началу четвертичного периода море покинуло пределы Кавказа и геосинклинальные системы стали развиваться в заключительном орогенном этапе.

Большую роль в геологической истории Кавказа имела постоянная тенденция к поперечному поднятию геосинклинальных систем: Закавказье (Дзирульский массив) — Центральный Кавказ — Ставропольское поднятие. Вместе с этим на востоке и западе системы наблюдалось крупное погружение территории. Подобное развитие происходит и в современное время. Примером этому служат Черное и Каспийское моря, разделенные поднятием с середины плиоцена. Подтверждением новейших тектонических движений является значительная сейсмичность Кавказа вдоль разломов (Спитакское землетрясение, 1987 и другие).

Следует подчеркнуть важность в историческом плане Транскавказского поперечного поднятия. Его рост в позднем миоцене привел к полному разобщению Рионской и Куринской межгорных депрессий, а на границе миоцена и плиоцена — Кубанского и Терского краевых прогибов и разделению Черноморско-Каспийского бассейна на два изолированных озера-моря, которые стали развиваться по своим правилам. Каспийский водоем в начале плиоцена испытал регрессию моря, а в позднем плиоцене мощную трансгрессию (акчагыльская трансгрессия) моря. В плиоцене (начало) Кавказ испытал влияние с юга со стороны Аравийского кратона и с севера, северовостока со стороны Евразийской плиты, приведшее к проявлению складчатонадвиговых деформаций вплоть до конца плиоцена и в плейстоцене [48].

Позднекиммерийское складчатое сооружение горного Крыма возникло на заложенном в среднем рифее (предположительно) на северном участке Средиземноморского подвижного пояса, обладавшего к тому времени древней континентальной корой. В течение палеозоя территория испытала длительное прогибание и затем геосинклинальное развитие. В конце триаса на месте Горного Крыма находилась часть огромного океана Тетиса, в котором откладывались песчаники и глины Таврической серии. Формирование флиша сопровождалось внедрением магматических образований и излиянием лав на поверхность морского дна. В начале юрского периода прогибание территории сменяется на поднятие, осадочная толща сминается в складки. Смятые пласты Таврической серии хорошо видны в обнажениях на Южном берегу и в долине горных рек Крыма (рис. 4.3).

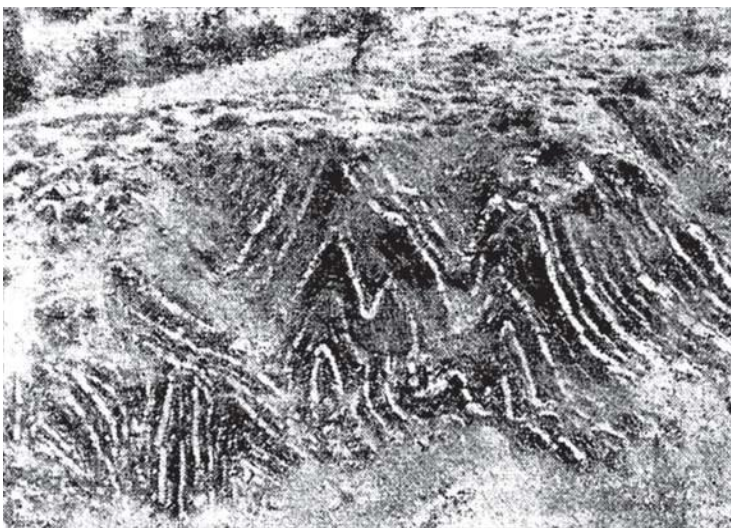


Рис. 4.3. Смятые в складки пласты древних уплотненных глин и песчаников. Верховье руч. Бодрак. Фото Аркадьева В.В.

Складчатый процесс сопровождался внедрением магматических тел. На поверхности происходило излияние лав и формирование туфоловых покровов. Вулканы действовали в море и на суше. В конце среднеюрского и в начале позднеюрского

ГЛАВА 4.

времени территория Крыма испытала поднятие над морем и формируется структура Крымских гор. Продукты разрушения гор заполняют прогибы галичниками, превратившимся в последствие в конгломераты. Трансгрессия теплого моря вызвала накопление в пониженных местах мощных пачек известняков и мергелей, слагающих верхнюю часть Главной гряды Крымских гор. В начале мелового периода море увеличивает свою площадь оконтуривая Крымские горы. Активно продолжают действовать вулканы, но с середины мелового периода вулканическая деятельность прекращается совсем и больше не проявляется. Правда, в современных условиях наблюдается в Крыму извержение вулканов, но эти вулканы грязевые и приурочены они к месторождениям нефти и газа. В последующий палеогеновый период происходит поднятие Горного Крыма, который из острова превратился в полуостров. С середины неогенового периода море окончательно покинуло пределы Горного Крыма. По мнению С.А. Ушакова и других исследователей, Крым представляет собой современную медленно развивающуюся зону субдукции, где происходит пододвигание Черноморской литосферной плиты субокеанического строения под надвинутый край континентальной плиты.

Южно-Туркменская складчатая альпийская система (Копетдаг) испытала, очевидно, формирование ядер кратонов в конце позднего протерозоя [41]. Доказанная фактическим материалом история начинается с юрского времени. В конце юрского периода единый морской бассейн распался на ряд изолированных лагун и бассейнов, в которых шло интенсивное накопление карбонатного (орогенного) и хемогенного материала. В течение всего мелового периода в пределах современного Копетдага располагался морской бассейн, в котором формировались карбонатные и терригенные образования (песчаноглинистые осадки). Копетдагская геосинклиналь в течение мезозоя представляла собой миогеосинклиналь в составе более крупной Туркмено-Хорасанской геосинклинальной области, охватывающей северные регионы Иранского кратона [62]. В связи с погружением в мезозое всей территории Иранской плат формы и примыкающей к ней Туранской платформы на 7–8 км теплые воды океана Тетис проникли в восточные районы Копетдага, что обусловило формирование меловых фаций в Средней Азии. В палеогеновое время морской бассейн распался на два участка. Западный составлял целое с Восточно-Кавказским бассейном, восточный — с Туранским. В конце олигоцена Копетдаг испытал значительное поднятие, что вызвало накопление континентальной молассы, отражающей орогенный этап в развитии мегагеосинклиналей. В это же время между Копетдагом и Туранской плитой возник и оформился Предкопетдагский передовой прогиб. На западной окраине Копетдага в течение всего мезозоя и частично миоцена накапливались морские осадки: органические, хемогенные и терригенные, а в верхнемиоценовое время вся эта территория превратилась в предгорную равнину, заполненную продуктами разрушения антиклиналей. Основное количество обломочного материала моласс поступало с Иранского протерозойского массива и с Бадхыз Карабильской ступени, расположенной в настоящее время на юго-востоке от Копетдага под Туранской плитой. По данным геофизики, в мезозое эта территория была высоко поднятой, испытала разрушение и резкое погружение на 4–5 км и в ней почти не оказалось в разрезе отложений юрских, а также отдельных образований мела и палеогена. Очевидно, этот материал и послужил ядром, заполнившим Предкопетдагский прогиб.

В конце плиоценового времени оформляется современный структурный план складчатого мегантиклинория Копетдага. Регион Западно Туркменской впадины в это время продолжал испытывать погружение, и складчатый процесс здесь не наблюдался. В антропогене происходили кратковременные трансгрессии со стороны Каспийского моря. Поднятие, охватившее Копетдаг в плиоцене, продолжалось в течение всего антропогена, о чем свидетельствует сейсмическая активность территории в настоящее время. Развитие и появление Копетдага и Предкопет дагского прогиба на месте стыка Иранской и Туранской платформ исследователи объясняют с двух разных позиций — неомобилизма и фиксизма. В каждой теории есть позиции их сближающие. Территория на стыке двух платформ претерпела 4 этапа развития: геосинклинальный, промежуточный, платформенный и орогенный. Эпиплатформенный этап охватывает неогеновый и четвертичный периоды. Значительные поднятия Копетдага и формирование Предкопетдагского прогиба с позиции Л.П. Зоненштайна объясняются взаимным движением Северного Ирана, «подталкиваемым» Гондваной, и Туранской плиты, пододвигаемого с северовостока Казахским массивом и в целом Ангаридой.

Своеобразие истории древней Иранской платформы, оказавшей влияние на развитие Копетдага состоит в том, что в течение длительного времени, начиная с верхнего протерозоя, палеозоя и части мезозойского времени, она развивалась как устойчивая платформа, а в позднем мезозое, не проходя стадии геосинклинальной подготовки, была охвачена интенсивными складчатыми и разрывными движениями с сопутствующими им явлениями магматизма и метаморфических процессов (А.А. Самохин, Э.Н. Волкова, М.Ф. Кравченко).

Кугитанг-Байсунская складчатая зона, Южно-Таджикская впадина прошли три этапа: геосинклинальный, платформенный и эпиплатформенный геогенетический. Геосинклинальный этап связан с прогибанием восточной части Туранской платформы и формированием складчатой системы в палеозойское время. В истории формирования впадины в платформенный этап намечается три цикла, каждый из которых начинается быстрым опусканием изнутри, а заканчивается поднятием дна крупного седиментационного бассейна. Максимум прогибаний пришелся на юрский период (скорость накопления осадков — до 80 м/млн лет). В меловой период накопление осадков замедлилось до 50 м/млн лет и в палеогеновом всего до 25 м/млн лет. В конце мелового периода началось поднятие Кугитанг-Байсунской области, и единый морской бассейн разделился на две части: западную — Мургабский бассейн Туранской платформы и восточную — Афгано-Таджикский бассейн. В эоценовую эпоху разделение полностью завершилось благодаря поднятию из моря Северо-Афганского выступа. Основные движения, приведшие к образованию складчатых структур депрессии, произошли в конце неогена — начале четвертичного периода. В результате этих движений мезокайнозойские отложения депрессии были смяты в складки субмеридионального направления, разбитые затем большим количеством разрывов.

Эволюция Памира достоверно установлена с раннего палеозоя. В течение всего палеозоя до среднего триаса территории Памира и Дарваза развивались в геосинклинальном режиме, испытали прогибание и накопление осадков. На Северном Памире прогибание территории сопровождалось проявлением подводных базальтовых извержений (в перми), которое в триасе сменилось на деформации сжатия, сопровождаемые внедрением гранитных массивов, поднятием их и накоплением мощных моласс в Предпамирском прогибе — в Алайской впадине.

ГЛАВА 4.

В Южном Памире установилась более длительная фаза орогенеза — киммерийскоальпийский цикл (пермь — кайнозой), осложненный в конце триаса и в конце юры фазами сжатия, вызванными (вероятно) воздействием со стороны Индостанской плиты [48,62]. В Центральном Памире в юрское время прогибание геосинклинального бассейна сопровождалось накоплением флишоидной формации и излияниями подводных базальтовых лав, сменившихся в мелу и палеогене поднятием территории, деформацией пород, накоплением конгломератов и горизонтальными перемещениями толщ горных пород — очевидно, также по причине воздействия индостанского кратона. В неогене произошло общее поднятие, охватившее весь Памир, которое продолжается и поныне.

Верхояно-Колымская мезозойская складчатая область образовалась на раздробленном субматерике, объединявшем в добайкальское время Сибирскую и Гиперборейскую платформы. Об этом может свидетельствовать одинаковый состав архейпротерозойских фундаментов платформы и срединных массивов области. Следует отметить, что архейские гнейсы, гранулиты и кристаллические сланцы массивов Восточной Сибири по составу близки к архейским породам Алдано-Станового щита. В карбоне произошло дробление древнего основания и заложение миогеосинклиналей, обособление массивов и отделение их от Сибирской платформы. Возможно, в это время произошло отделение и Гиперборейской платформы. В конце юры — мелу осуществилось замыкание геосинклинали (Колымская фаза киммерийского орогенеза) и образовалась единая область. На границе области с Сибирской платформой сформировался Приверхоянский передовой прогиб, который сложен меловыми молассами. Образование платформы началось с позднего мела и продолжается до наших дней. Развитие срединных массивов складчатой области характеризует Колымский массив. Начиная с позднего протерозоя он находился на платформенном этапе развития, как и Сибирская платформа. По иному сценарию развивались Верхояно-Колымская и Чукотская складчатые зоны, которые в палеозое и мезозое находились в геосинклинальных условиях. Значительное прогибание пришлось на Чукотскую зону, поэтому проявился интенсивный вулканизм, с которым связаны месторождения рудных полезных ископаемых. Здесь сформировался огромный вулканический пояс. В новейшее время произошло опускание северной части платформы и образование Момского рифта [62].

Дальневосточная мезозойская складчатая область так же, как и рассмотренная ранее Верхояно-Чукотская область имеет общий раздробленный архейпротерозойский фундамент. В течение всего палеозоя и до середины верхнего мела здесь господствовал геосинклинальный режим, осложненный каледонской и герцинской эпохами складчатости. С конца мезозоя и в течение большей части кайнозоя область испытала процессы горообразования. Орогенез носил глыбовый характер. Одни блоки (массивы) по разломам испытывали поднятия, другие опускания. Активно шли процессы денудации гор и снос обломочного материала в прогибы и впадины. По разломам наблюдалось внедрение магм и излияние на поверхность лав разного состава. Для кайнозоя характерно образование прогибов, рифтогенеза (в антропогене возникла рифтовая структура Татарского пролива), накопление угленосной и эффузивной толщ.

Курильские острова прошли сложную эволюцию, на которую существует два исключаяющих друг друга взгляда (гипотезы) [62]. По одному из них дуга — это результат геосинклинального развития территории, в результате которого океаническая кора преобразуется в континентальную. По другому подходу (с позиции тектоники плит) Курильская дуга расположена на стыке континентальной и океанической плит. Под дугой находится древняя континентальная кора, испытывавшая процессы разрушения в кайнозое. В составе древней коры установлены докембрийские метаморфические породы, а также обломки офиолитов, магматических образований юрскомелового возраста, подтверждающих раннедокембрийское время становления основания, вовлеченного впоследствии в геосинклинальный этап развития на контакте материковой и океанической плит. В позднем мелу эту территорию охватил эвгеосинклинальный этап развития, сопровождавшийся значительной вулканической деятельностью (Курило-Камчатский мезозойскокайнозойский пояс вулканитов). В течение палеогена Курильская дуга испытала поднятие, а с начала неогена в районе Большой Курильской гряды возник глубокий прогиб. В неогене и в четвертичное время территория Курильской дуги и примыкающая Южно-Охотская впадина испытывают спрединг, сопровождавшийся активным вулканизмом и погружением части континентальной породы в глубокие мантийные горизонты. С позиции тектоники плит Курильская дуга относится к зоне активного подвижного пояса, проявляющегося современным вулканизмом и землетрясениями.

История Камчатки и Корякского нагорья тесно связаны. Они являются частью кайнозойской складчатой области Тихоокеанского пояса. Оба региона относятся к северозападной части Охотско-Южнокамчатского массива, отколовшегося в меловое время от суперматерика и начавшего свое развитие по окраинному магматическому поясу. В конце мелового периода на месте геосинклинали образовалась Корякская складчатая область. Началось поднятие Камчатки и на других прилегающих островах. В основании регионов уже в позднем рифее существовала дуга океанического типа, принадлежащая окраинной части ложа Тихого океана, либо к зоне раздвига, существовавшей более ранней континентальной коры. В верхнем миоцене по разломам образуются выступы и впадины. Значительную часть палеогена и половину неогена территория Камчатки испытала прогибание, сопровождавшееся излияниями лав и накоплением туфов. Были отложены значительные мощности песчаноглинистых пород и вулканитов (до 5 км). Образовались толщи пород, которые испытали сжатие и чешуйчатонадвиговые подвижки к западу и востоку. В Центральнокамчатской зоне в эоцене и миоцене накопились до 1,5 км образования лав и туфов. В восточной части полуострова мощность песчаноглинистых пород и эффузивных образований достигла 3 км. В позднем миоцене закончилось понижение территории, сменившееся на режим поднятия, который сохранился и в настоящее время [49]. Поднятие регионов, сопровождалось активным вулканизмом, который наблюдается и в наши дни.

Остров Сахалин

О докембрийской истории кайнозойского складчатого сооружения о. Сахалин известно мало. Считается, что западная его часть была заложена на коре континентального типа, а восточная сложена в основном излившимися образованиями и офиолитами. В центральной части острова выявлены обломки известняков и плагиобазальтов предположительно девонского, каменноугольного и пермского

ГЛАВА 4.

возрастов. Образования мезозойского возраста встречены в западной и восточной части. По составу они отличаются — в западной части это преимущественно кремнистовулканические породы, а в восточной преобладают песчаноглинистые породы, переслаивающиеся с основными излившимися лавами и окремненными известняками. На границе нижнего и верхнего мела территория о. Сахалин испытала боковое сжатие и деформацию, возникло Центральное поднятие, в ядре которого на поверхности оказались образования офиолитового комплекса предположительно девонского возраста. На востоке острова нижнемеловые породы были перекрыты верхнемеловым по надвигу, произошло внедрение габброидов и плагиогранитов. Западная часть острова в меловой период испытала значительное прогибание и накопление мощной (до 6 км) толщи песчаноглинистых пород (континентального генезиса), перекрытых слоями кислых эффузивов. В прогибах восточной части острова накапливались глубоководные кремнистоглинистые породы, перекрытые угленосными отложениями. Общая мощность накоплений составила 6 км .

В палеогене о.Сахалин продолжал испытывать деформации и боковые сжатия. На его восточной части оформились узкие складки и надвиги, а в западной зоне возобновились погружения, сопровождавшиеся накоплением конгломератов песчаников, глин и слоев с углем. В начале неогена остров весь испытал прогибание — трансгрессию моря, сменившееся поднятием и накоплением песчаноглинистых пород и слоев угля, особенно интенсивно на севере острова (мощность пород до 5–9 км). В миоцене на острове преобладал эффузивный вулканизм — лавы основного и среднего состава, а также туфы. В неогене в процесс опускания была вовлечена и восточная часть острова. В позднем плиоцене Сахалин испытал последнюю фазу сжатия, оформился его современный геологический облик — возникли Западно-Сахалинский антиклинорий, Центрально-Сахалинский грабен, Восточно-Сахалинское сводовоглыбовое поднятие и Северо-Сахалинский поперечный прогиб [49].

ГЛАВА 5.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Изложенный в главах 2–4 материал свидетельствует о сложности геологического строения регионов, их богатой геологической истории, предопределившей наличие разнообразных полезных ископаемых.

5.1. МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Железо

Залежи железных руд выявлены в центре **Восточно-Европейской платформы** и связаны с нижнепротерозойскими железистыми кварцитами КМА, Криворожско-Кременчугского бассейна. Руды сконцентрированы в метаморфизованных породах фундамента — джеспилитах, которые представляют собой кварциты с прослоями магнетита. Прослеживаются они на глубинах от 30 до 700 м, мощность их достигает 400 м, а по поверхности протягиваются широкой полосой на юг до 600 и более км (рис. 5.1). Содержание железа в рудах колеблется от 25 до 60 %, залегают пласты с железом в виде линз, мощностью от 20 до 100 м. Площадь КМА огромна — 120 тыс. км. Запасы богатых руд КМА оцениваются в 80 млрд т, а бедных — до 850 млрд т. Разрабатывают железные руды открытым способом с помощью карьеров: Лебединское, Стойленское, Михайловское, Коробковское и др. месторождения (рис. 5.2). Известны также месторождения железных руд осадочного происхождения (Тульское, Липецкое и др.), сложенные лимонитами. Начата разработка Яковлевского месторождения в Белгородской области — шахтным способом. На рудах КМА работают металлургические заводы — Новотульский, Новолипецкий.

Криворожско-Кременчугский бассейн (Украина) имеет протяженность более 150 км. Запасы руд оцениваются более 2 млрд т. Основным потребителем руд Кривого Рога является Россия. Известны также месторождения на северозападе: Оленегорское, Костомукшское и Ковдорское, поставляющие руду и окатыши на Череповецкий металлургический комбинат. Запасы железных руд здесь оцениваются в 3 млрд т.

В настоящее время на **Сибирской платформе** разведаны три железнорудных бассейна: Ангаро-Илимский, Ангаро-Питский и Южно-Алданский. Руды приурочены к образованиям протерозоя и раннего палеозоя и имеют обломочно-метаморфогенное и метасоматическое происхождение. Месторождения железа распространены в осадочных образованиях пермского и юрского возраста.

В каждом бассейне выделено несколько месторождений. В Алданском железнорудном бассейне выявлено более десяти месторождений в породах докембрия. Самым крупным считается Таежное — с запасами магнетитовых руд около 1 млрд т. Содержание магнетита в рудах высокое (46 %).

Крупнейшими месторождениями железа считаются Коршуновское и Рудногорское в окрестностях г. Железногорска Иркутской области, а также Такарское (около

ГЛАВА 5.

Богучанской ГЭС) и Нерюгринское (вблизи Усть-Илимской ГЭС). Руды в основном магнетитовые. Подсчитанные запасы составляют сотни млн т.

В качестве примера рассмотрим Коршуновское вулканогидро термальное месторождение (рис. 5.3). Основное рудное тело данного месторождения вытянуто с югозапада на северо-восток на 25 км при ширине 400–600 м. На глубину рудные тела прослежены до 1100 м (В.М. Григорьев, 1981). Главный рудный минерал — магнетит, содержащий до 6 % оксида магния. Разведанные запасы железа в вулканогенногидротермальных месторождениях составляют до 400 млн т со средним содержанием (в %): Fe — 34,4; S — 0,02; P — 0,2.



Рис. 5.1. Карта распространения залежей железистых кварцитов в бассейне Курской магнитной аномалии (по М.И. Калганову). 1 — залежи железистых кварцитов; 2 — магнитные аномалии, обусловленные залежами железистых кварцитов; 3 — условная граница бассейна КМА

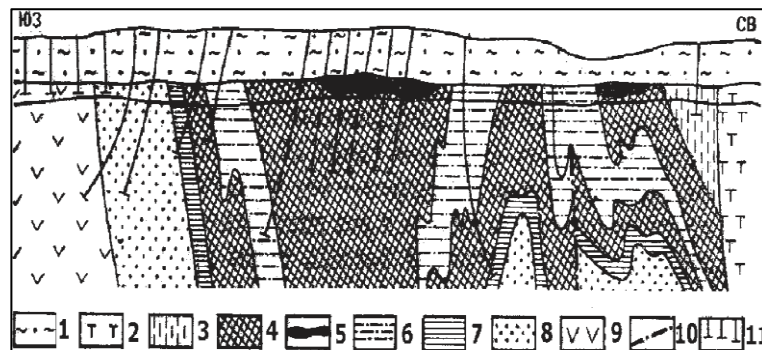


Рис. 5.2. Геологический разрез Стойленского месторождения КМА: 1 — песчано-глинистые и карбонатные отложения; 2 — диориты; 3 — сланцы верхней свиты; 4 — железистые кварциты; 5 — богатые железные руды; 6 — сланцы средней свиты; 7 — песчаники; 8 — сланцы нижней свиты; 9 — амфиболиты; 10 — тектонические нарушения; 11 — скважины [1]

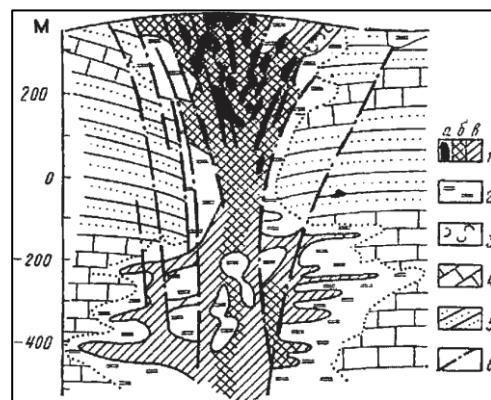


Рис. 5.3. Схематический геологический разрез Коршуновского железорудного месторождения (по Ж.В. Семиному и др.): 1 — руды: а — богатые, б — рядовые; 2 — скарны; 3 — туфы; 4 — карбонатные породы; 5 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 6 — разрывные нарушения.

Железные руды Урала. Урал выделяется в самостоятельную железорудную провинцию, в которой выявлено более 100 месторождений с общими запасами железных руд свыше 7 млрд т. По составу железные руды разные (титаномагнетитовые, магнетитовые, хромоникелевые, сидеритовые, бурожеlezняковые). На базе этих руд, а также руд, привозимых из Казахстана, Украины и др. регионов, функционируют металлургические комбинаты (Нижнетагильский, Челябинский и Орский). Значительный интерес для добычи железа представляют Бакальские месторождения сидеритовых, бурожеlezняковых руд в Сатнинском районе Челябинской области. В рудном поле площадью 150 км² разведано 24 железорудных месторождения, в которых насчитывают более 200 рудных тел, в виде пластов, гнезд и линзообразных залежей и рудных жил. Площадь отдельных залежей достигает 1,5–2 км², а мощность до 80 м.

Рудное поле сложено доломитами, известняками, мергелями и известковоглинистыми сланцами протерозойского возраста. Руда сосредоточена в пластах сидерита и окисленных руд в карбонатных породах. Среднее содержание сидерита в сидеритовых рудах — 30,6 %, в бурых железняках — 44 %. Запасы сидеритовых руд более 1 млрд т, бурых железняков — 30 млн т. Острый дефицит железа для комбинатов Урала планируется покрыть за счет железорудных скарновых месторождений и коры выветривания ультрабазитов Северного Урала. Основная часть добываемого железа связана с месторождениями среднего Урала (титаномагнетитовые руды Качканарской группы). Рудоносный Качканарский габбропироксинитовый плутон занимает на поверхности площадь около 110 км². Он имеет в разрезе вид лакколита. Пироксиниты и габбро слагают два массива: Гусевогорский на востоке и Качканарский на западе. Оруденение на глубину прослеживается до 600 м. Запасы Гусевогорского месторождения 3,4 млрд т, Качканарского — 3,3 млрд т. Содержание железа в рудах достигает 18 % (ильменит), попутный элемент — ванадий. Добыча руд производится с помощью карьеров. На Северном Урале разрабатывают месторождения магнетитовых руд: Горноблагодатское, Высокогорское, Серовское и др. (рис. 5.4). Содержание железа в рудах высокое — 35–55 %.

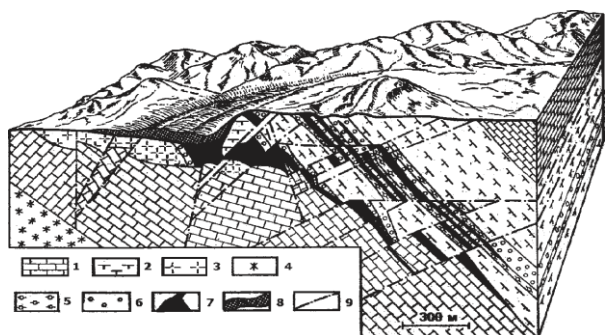


Рис. 5.4. Высокогорское железорудное месторождение: 1 — известняки; 2 — туфы и туфобрекчии; 3 — порфириты; 4 — сиениты; 5 и 6 — скарны; 7 — магнетитовые руды; 8 — бурые железняки; 9 — тектонические нарушения [1]

Запасы железных руд **Казахстана** составляют свыше 80 млрд т. Открытие крупного Сарбайского месторождения почти аналогично открытию руд КМА. Летчик М. Сургутанов в 1949 году, совершая облет трассы, обратил внимание на отклонение магнитной стрелки компаса. Это послужило одним из оснований для постановки в регионе геофизических работ, в результате проведения которых в бассейне была открыта целая группа бурожеlezняковых месторождений: Соколово-Сарбайское, Качарское, Лисаковское, Аятское, Караджал и др. Каждое из этих месторождений

ГЛАВА 5.

имеет извлекаемые запасы руды свыше 1 млрд т. Руды Соколовского и Сарбайского месторождений залегают на глубине 70–100 м, что позволяет их разрабатывать открытым способом с помощью карьеров. Соколовское и Сарбайское месторождения выявлены в антиклинали, к восточному крылу которой приурочено Соколовское месторождение, а к западному — Сарбайское (рис. 5.5).

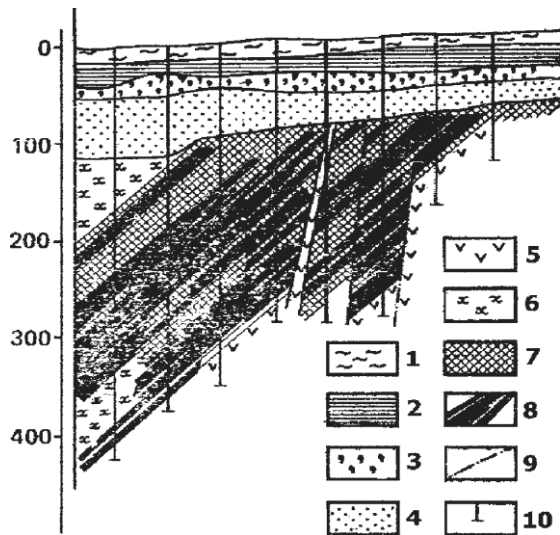


Рис. 5.5. Сарбайское железорудное месторождение: 1 — песчаные глины; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — пески; 5 — диориты; 6 — роговики; 7 — бедные железные руды; 8 — богатые железные руды; 9 — тектонические нарушения; 10 — буровые скважины [1]

Сарбайское месторождение расположено близ г. Рудного. Руды здесь также магнетитовые, содержание Fe в среднем — 45,6 % (т. е. несколько меньше, чем на рядом расположенном Соколовском месторождении). Строение месторождения почти аналогично Соколовскому. Руды с этих месторождений поступают в г. Темиртау, где находится широко известная ранее «Казахская Магнитка».

Руды Кочарского месторождения магнетитовые и окисленные, содержат до 45 % железа, до 30 % фосфора, медь и кобальт.

Второй железорудный район — Атасуйский, включает месторождения Восточный и Западный Караджал, а также Большой Ктай.

В пределах **Алтае-Саянской области** известно до 40 месторождений железа. По типу они скарномагнетитовые. Больше всего небольших по запасам месторождений выявлено в Горной Шории и Хакасии. Наиболее крупные месторождения — Абаканское, Тельбесское, Темиртауское, Таштагольское и Шалымское. Рудные залежи на месторождениях приурочены к зонам контактов вулканогенноосадочных пород нижнего палеозоя с интрузиями гранитоидов. Например, известное месторождение Таштагольское, расположенное юговосточнее г. Новокузнецка (в 200 км), приурочено к складчатой метаморфизованной эффузивно осадочной толще среднего кембрия на контакте с интрузией сиенитов. Рудные тела разной протяженности (от 300 до 700 м), мощность их достигает 70 м, а глубина залегания рудного тела — до 1 км. Руды магнетитовые. Среднее содержание железа в руде — до 45 %. Запасы руды — более 1 млрд т. Глубина шахт до 5500 м.

На территории юговосточной части **Западной Сибири** выделен Западно-Сибирский железорудный бассейн, площадью свыше 66 тыс. км². Рудоносный горизонт представлен бурыми железняками мелового возраста (туронский ярус), расположенного под осадочными образованиями на глубине в среднем 220 метров. Наиболее известные месторождения: *Колташевское, Аятское, Лисаковское, Бокчарское и Нарымское*. Содержание же леза в рудах достигает 30 %. Геологические запасы руд бассейна оценены в 400 млрд т.

В пределах **Туранской эпигерцинской плиты** известно месторождение бурых железняков (на Мангышлаке), приуроченное к толще средневерхнетриасовых пород.

В **Карпатах** выявлены железные руды в Раховском кристаллическом массиве. Представлены они залежами гематита, приуроченными к контакту юрских известняков и хлоритовых сланцев (месторождения Довгоруния, Кобылецкая поляна и др.).

На **Кавказе** из железных руд известно месторождение *Дашкесанское* в Азербайджане, выявленное советскими геологами. Разрабатывается месторождение открытым способом с помощью карьеров. В нескольких небольших месторождениях железа в Армении (к северу от Еревана) содержание железа в руде достигает 40–65 %. В Грузии выявлено небольшое месторождение железа, связанное с вулканической деятельностью. На *Малкинском* месторождении (КабардиноБалкария) легированных руд наряду с железом присутствуют примеси никеля и хрома.

Среди полезных ископаемых **Горного Крыма** важную роль имеют оолитовые железные руды озерного генезиса на востоке Керченского полуострова раннеплиоценового возраста.

На **Дальнем Востоке** известны Гаринское месторождение и Малохинганская группа месторождений железа. *Гаринское месторождение* находится на левом берегу р. Гари в Зее-Селемджинском междуречье в 150 км к северу от г. Свободного. Месторождение относится к скарно вомагнетитовому типу. Рудные залежи связаны с контактами гранитов и сланцев с прослоями известняков протерозоя — нижнего кембрия. Длина рудных тел меняется от 70 до 1300 м, мощность — от 1 до 30 м, прослежены они на глубину до 300 м. Среднее содержание железа в рудах 47 %. Запасы магнетитовых руд составляют 160 млн т.

В **Хабаровском крае** в северо-восточной части хр. Малый Хинган выделена *Малохинганская группа месторождений* (Кимканское, Сутарское, Костеньгинское, Шимановское). Руда находится в магнетитовых и гематитовых кварцитах.

Марганец

В пределах **Восточно-Европейской платформы** месторождения *марганца* известны близ г. Никополя (Украина). Залежь приурочена к карбонатным породам палеогенового возраста, содержащим рудные минералы пиролюзит и манганит. Залежь пластообразная, мощностью 3–4 м (рис. 5.6.). Содержание марганца в рудах разное — от 20 до 60 %. Основным потребителем никопольских марганцевых руд являются металлургические комбинаты России.

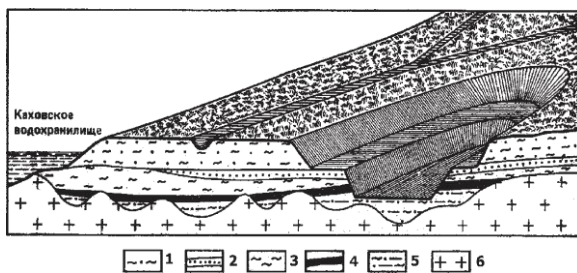


Рис. 5.6. *Никопольское марганцевое месторождение (по Г.И. Немкову):*
1 – суглинки; 2 – пески; 3 – глины; 4 – марганцевая руда; 5 – алевриты; 6 – древние граниты

На территории **Сибирской древней платформы** приобретает значение открытие в междуречье Вороговки и Порожской в северозападной части Енисейского кряжа месторождения марганцевых руд в отложениях верхнего протерозоя. Руды залегают в виде двух горизонтов, протяженность которых составляет около 10 км. Мощность нижнего горизонта до 4 км, а верхнего — 6,7 м. Среднее содержание окиси марганца в нижнем горизонте — 28 %, а в верхнем — не более 15 %, что характеризует их как бедные руды. На **Урале** выделяется Северо-Уральский марганцеворудный бассейн,

ГЛАВА 5.

который имеет рудный горизонт в виде субмеридиональной полосы шириной от 100 до 700 м, прослеженной более чем на 200 км от г. Серова на юге и до пос. Бурманово на севере. В этой полосе разведано 15 месторождений (Полуночное, Марсятское, Березовское). Рудовмещающие породы, мощностью до 30 м, представлены песчаниками, гравелитами и глинами нижнего палеогена с линзами и пластами марганцевых руд, преимущественно карбонатных. Содержание марганца 20–22 %, запасы извлекаемые оцениваются в 41,3 млн т. В **Центральном Казахстане** разрабатывается Каражальская и Джездинская группа марганцевых месторождений (11 месторождений), приуроченных к нижнедевонской толще кремнистых известняков и сланцев. Содержание марганца в руде невысокое (12–25 %). Наряду с подземной добычей руду отбирают открытым способом с помощью карьеров.

Несколько небольших месторождений марганца выявлено в **Кузнецком Алатау**. Залежи приурочены к кембрийским известнякам и кремнистым сланцам. Месторождения осадочного генезиса. Наиболее крупное и известное месторождение — Усинское — расположено на среднем течении р. Уса — правого притока Томи.

На **Мангышлаке** известно месторождение марганца — Айткокче (Туранская эпигерцинская плита). Марганец приурочен к среднеолигоценовым отложениям и залегает здесь в виде рудных линз.

На территории **Кавказа** известно крупнейшее месторождение марганца — *Чиатура* в Грузии, расположенное в 140 км от порта Поти. Месторождение приурочено к бассейну р. Квирила на плоскогорье, которое расчленено глубокими ущельями (рис.5.7). В геологическом строении территории района принимают участие гранитоиды, габброиды, кристаллические сланцы докембрия и нижнего палеозоя; песчаники, известняки и кварцевые порфиры юры; карбонатнотерригенные отложения мелового возраста и песчаноглинистые образования палеогена и неогена.

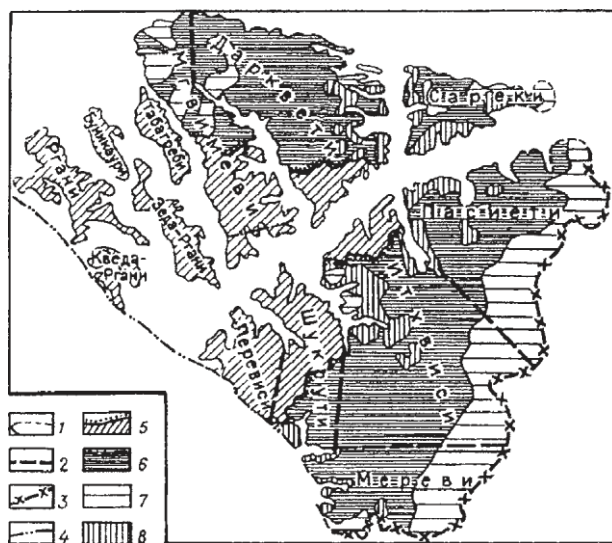


Рис. 5.7. Схема мощностей марганценового горизонта Чиатурского месторождения: 1 — видимый и предполагаемый выход марганценового горизонта; 2 — границы нагорий; 3 — линия нулевой мощности марганценового горизонта; 4 — сбросы; 5 — площади, охваченные эксплуатацией; 6–8 — мощности рудного пласта: 6 — от 0 до 2 м, 7 — от 2 до 6 м, 8 — от 6 до 14 м [1]

По мнению геолога Г.С. Дзоценидзе месторождение сформировалось в конце позднего эоцена — в олигоцене и связано с поствулканической деятельностью в его окрестностях (в 10–15 км от месторождения). Источником марганца явились гидротермальные растворы, поступающие от «затухающих» вулканов. Руды концентрировались в бухтообразных заливах, расположенных по соседству с центрами поствулканической деятельности. Марганценовый горизонт (нижние слои олигоцена) представлен переслаиванием рудных пластов с прослоями опоковидных песков и глин. Количество рудных пластов достигает 25, мощность их от 1 до 50 см. Общая мощность рудного горизонта 14 м

(средняя мощность 4,2 м). Содержание марганца в руде колеблется в широких пределах от 10 до 52 %. Основное количество добываемой руды поступает в Россию.

Хром

Запасы хромовых руд **Урала** составляют около 11 млн т. Добыча его производится на Сарановском месторождении, которое объединяет три месторождения на Центральном месторождении Полярного Урала (Пермская область). Сарановское месторождение приурочено к Сарановскому хромитоносному габброперидотитовому массиву протяженностью до 2 км, при ширине до 200 м. Массив залегает среди кварцслюдяных сланцев верхнепротерозойского возраста. Рудоносная зона шириной 40–50 м, состоит из трех жилообразных залежей, содержащих вкрапленные хромитовые руды с оливином, пироксенами и магнетитом. Содержание Cr_2O_3 в рудах достигает 38 %. Наряду с коренными месторождениями на Урале выделены россыпные месторождения хрома: Алапаевская, Варшавская, Сарановская россыпи.

Кемпирсайская группа месторождений связана с одноименным массивом ультраосновных пород в пределах Уралтауского мегантиклинория в Актюбинской области **Казахстана**. Длина массива — 82 км, ширина — до 32 км. Массив напоминает форму лаколлита, сложен он перидотитами и дунитами, сильно серпентинизированными. Здесь выявлено свыше 160 месторождений, которые размещаются в четырех рудных полях: Западно-Кемпирсайском, Юго-Западном (Степной), Центральном (Тыгатайский) и Южно-Кемпирсайском (Главный). Промышленные руды сосредоточены на Южно-Кемпирсайском рудном поле, в котором выделяются крупные месторождения: Алмаз-Жемчужина, Молодежное, Миллионное, Комсомольское, Гигант и др. Рудные тела на месторождении Молодежное выражены жилоподобными линзами и столбообразными залежами (рис. 5.8). Отдельные рудные тела имеют размеры от десятков метров до 1,5 км по простиранию при мощности до 150 м. Руды высококачественные, содержание Cr_2O_3 — 55–63, глинозема — 8–15, оксида магния — 10–30. Руда добывается открытым способом.

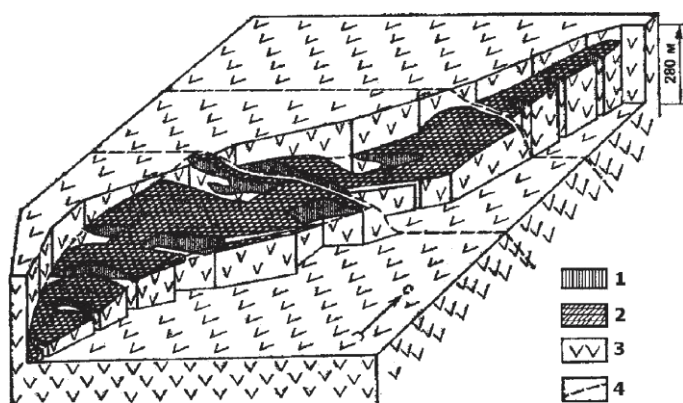


Рис. 5.8. Месторождение хромита Молодежное: 1 — разрезы хромитовой залежи; 2 — верхняя поверхность хромитовой залежи; 3 — ультраосновные вмещающие породы; 4 — тектонические нарушения[1]

На **Кавказе** месторождения хрома известны в Армении и Азербайджане (месторождение *Гей-Дара* в Зондском районе), в Карачаево-Черкесии выявлены месторождения хромита по р. Большая Лаба и в бассейне рек Малый Кяфар, Кяфар-Агура в районе села Архыз и в Кабардино-Балкарии в бассейне р. Малка — *Малкинское железорудное* месторождение, в котором вместе с железом добывают хромиты.

Титан. Ванадий

Титан добывают из песков в Карелии (Пудожгорское месторождение), но основное его количество идет с Украины (рутилильменит цирконовые россыпи палеогенового возраста правобережья Днепра). Содержание ильменита и рутила в россыпях достигает сотен килограммов на 1 м³. Поисковыми и разведочными работами выявлены россыпи, содержащие рutil и ильменит, — палеозойские (Среднетиманская зона), мезозойские (Нижегородская, Владимирская, Липецкая и др. зоны) и кайнозойские (Ставропольская, Донецкая, Тарская и др.) по времени формирования. Планируемая разработка россыпей предусматривает поверхностный способ с помощью карьеров.

Ванадий. В Алтае-Саянской складчатой области перспективны на ванадий ванадийсодержащие железные руды месторождений Молотакульское, Лысанская группа, Патынское и пр.

Медь. Никель. Кобальт

На Кольском полуострове (**Восточно-Европейская платформа**) выявлена группа медноникелевых месторождений, связанных с основными и ультраосновными интрузиями протерозойского возраста (Печенское, Аллареченское, Ловозерское, Мончегорское и др.). Рудные залежи имеют следующие размеры: протяженность — первые километры, мощность — десятки метров, на глубину прослежены на сотни метров. Аналогичные руды открыты на Воронежской антеклизе (Нижне-Мамонское и Подколodная интрузии), а также в Днепровской области (Украина) — силикатные руды, связанные с корой выветривания ультраосновных пород.

На северозападе **Сибирской платформы** выделяются крупные место рождения меди: Норильское, Октябрьское и Талнахское, приуроченные к фанерозойской трапповой формации, имеющей региональное распространение (Таймыро-Тунгусская провинция). Основные запасы меди связаны с крупнейшим в Северной Евразии Норильским магматическим месторождением. Медь приурочена к разломам в интрузивных телах.

На севере Красноярского края расположено всемирно известное медноникелевое *Норильское* месторождение. Открыто оно было в 1920 г. геологом Н.Н. Урванцевым. Последующие исследования показали, что здесь развита крупная система сульфидноникелевых руд (группа: Талнахское, Октябрьское и Норильское месторождения). Место рождения Талнахское и Октябрьское находятся вблизи от Хараелахской мульды, при пересечении ее Норильским глубинным разломом (рис. 5.9). Этот разлом осложнен многочисленными разрывными нарушениями, которые обусловили блоковое строение рудного узла (рис. 5.10).



Рис. 5.9. Геологический разрез Норильского месторождения: 1 — базальты; — долериты; 3 — габбро; 4 — осадочные породы; 5 и 6 — вкрапленные руды; 7 — массивные руды; 8 — тектонические нарушения

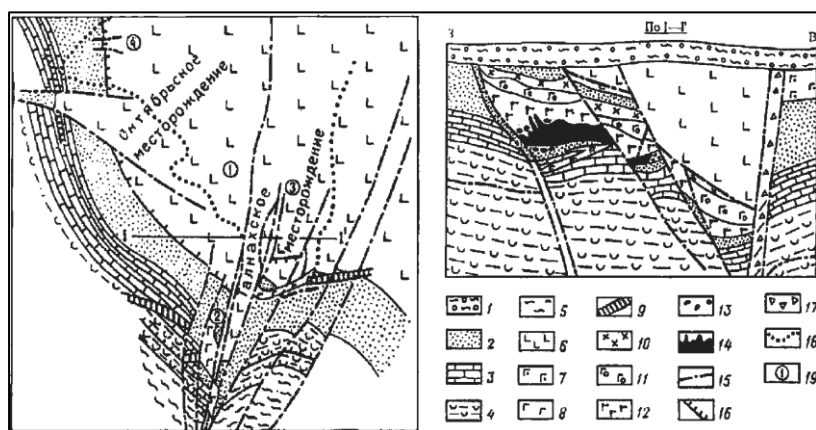


Рис. 5.10. Схематический план Талнахского рудного поля и разрез юго-западной части Талнахского месторождения. (По В.Ф. Кравцову и А.В. Тарасову).

1 — четвертичные отложения; 2 — угленосные отложения пермо-карбона; 3 — карбонатная толща верхнего девона; 4 — ангидрит-мергелистая толща среднего девона; 5 — карбонатно-глинистая толща пермо-триаса; 7 —

долериты и микродолериты (на разрезе); 8 — выходы рудоносной Талнахской интрузии под четвертичные отложения (на плане); 9 — пластообразные апофизы Талнахской интрузии; 10 — метадиориты, габбро; 11 — оливиновые габбродолериты; 12 — рудоносные покрывные, троктолитовые, такситовые и контактовые габбродолериты; 13–14 — руды: 13 — вкрапленные, 14 — сплошные; 15 — разрывные нарушения; 16 — пологие разрывные нарушения; 17 — тектонические брекчии; 18 — границы рудоносной Талнахской интрузии; 19 — ветви Талнахской интрузии (цифры в кружках): 1 — северо-западная, 2 — юго-западная, 3 — северо-восточная, 4 — Хараелахская

Рудные залежи в плане повторяют контуры интрузива. Всего здесь выделяют пять рудных залежей пластообразной и линзообразной формы, приуроченных к данной части интрузива. Оруденение преимущественно вкрапленное (77 % от общей массы руды), прожилкововкрапленное (13 %) и сплошное (10 %). Главные рудные минералы — пирротин, пентландит и халькопирит. Наряду с никелем здесь добывают (главным образом) медь, а также платину, золото, кобальт, серебро и др.

На **Таймыре** важным фактором на предмет открытий сульфидно никелевых месторождений имеет присутствие в разрезе вулканитов (толеитовые лавы), продуктивных на Норильском и др. месторождениях.

На **Урале** выделена крупная меденосная провинция России, сложенная медным колчеданом. Протяженность медноколчеданного пояса Урала более чем на 200 км от Полярного Урала на севере и до Мугоджар на юге. Медноколчеданный пояс развит в толще палеозойских (от верхнего ордовика до нижнего карбона) вулканических образований восточного склона Урала. В поясе выделено свыше 300 месторождений. Оруденение связано с процессами метаморфизма осадочновулканогенных толщ и преобразования их в зеленокаменные породы, испытавшие серпентизацию, хлоритизацию, альбитизацию и гематизацию. Основная масса руды приурочена к кислым вулканитам и их контактам с основными лавами. Рудные залежи на Северном и Среднем Урале представлены крутопадающими уплощенными пластами, линзами и жиллообразными телами, тогда как на Южном Урале преобладают залежи чечевицеобразной формы. Чаще рудные тела небольшие, но количество их значительно (на Левихинском месторождении насчитывается свыше 650 рудных тел, на месторождении им. III Интернационала — 110 рудных тел и т. д.). Редко месторождения характеризуются крупными рудными телами (Блявинское, Учалинское, Сибайское месторождения — мощность рудных тел до 300 м и глубина распространения до 200 м). Содержание меди в рудах, в среднем, 1,5 %, цинка — 2,0 %, золота — до 10 г/т, серебра — до 40 г/т, а также др. элементы. Наиболее известные

ГЛАВА 5.

группы месторождений: Карабашское, Кировоградское, Красноуральское, Дегтярское, Гайское, Юбилейное и др.

В качестве примера рассмотрим *Сафьяновское месторождение* (рис. 5.11). Крупное медноколчеданное месторождение, открытое в 1985 г, расположено к северозападу от Екатеринбурга. Выражено оно отдельным Сафьяновским тектоническим блоком, ограниченным с трех сторон разломами, а с четвертой — Восточным надвигом по разлому. Вулканогенные образования блока представлены риолитдацитами, дацитами с прослоями туфов, песчаников, гравелитов и брекчий. Рудное тело имеет форму линзы мощностью до 60 м и глубиной проникновения до 200 м. Содержание меди в руде достигает 10–20 %, а цинка до 3 %, на флангах содержание меди падает, но цинка возрастает до 15 %.

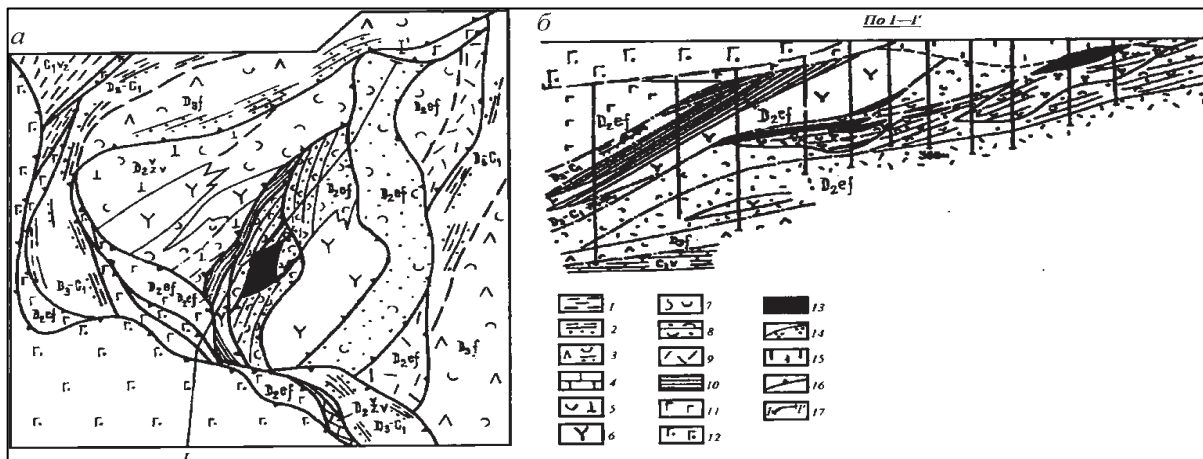


Рис. 5.11. Геологическая схема (а) и продольный геологический разрез (б) Сафьяновского месторождения (по Р.Г. Язевой с использованием мате; риалов А.В. Коровко): 1 — кремнистые и углисто-глинистые сланцы визе; 2 — граувакковые флишоиды, туфы трахибазальтов фаменатурне; 3 — туфы франских базальтоидов; 4 — известняки визе; 5 — туфы андезитов живета; 6 — субвулканические мегафириновые риолиты живета; 7 — туфы, кластолавы мелкопорфировых риолитов эйфеля; 8 — слоистые кремнекислые тефроиды эйфеля; 9 — кластолавы, туфы дацитов эйфеля; 10 — кремнистые туффиты, туфопесчаники риолитовые нижнего эйфеля; 11 — спилиты, толеитовые андезиты, магнезиальные базальтоиды; 12 — гипербазиты и габбро Режевского массива; 13 — богатые медные руды; 14 — контур промышленных вкрапленных руд; 15 — кора выветривания; 16 — главные тектонические нарушения; 17 — линия разреза

Наиболее известные в **Казахстанском нагорье** и **Тянь-Шане** месторождения меди — Джекказганское, расположенное в Центральном Казахстане, и Коунрадское (около оз. Балхаш). Месторождения Алмалыкское (Узбекистан) и Боше-Куль в Казахстане наряду с медью содержат в руде молибден. На Южном Тянь-Шане (северный склон хр. Кураминского) выявлен ряд месторождений, приуроченных к вторичным кварцитам. Помимо меди в рудах присутствует молибден и вольфрамит.

Джекказганское месторождение меди уникально по размерам и содержанию в руде меди. Оно стратиформного типа и приурочено к песчаносланцевой толще карбона. Содержание меди в руде — 1,5–1,6, иногда до 6 %. Сформировалось месторождение в орогенной впадине, в пестроцветных молассовых и молассовидных формациях — песчано алауриновых заливномелководных, песчаных дельтовых и континен

тальнолагунных условиях. Джеккаганское месторождение меди известно с 1842 г., но оценено только в советский период. Приурочено месторождение к трехсотметровой толще песчаносланцевых пород каменноугольного возраста. Площадь рудоносности — свыше 1 тыс. км². Оно напоминает слоеный пирог, в котором слои, богатые медной рудой, переслаиваются красноцветными «пустыми» песчаниками, конгломератами и известняками. Состоит месторождение из пластообразных жил и плоских линз — их 85. Протяженность жил — до 2 км. Руды месторождения располагаются на глубине 400–500 м.

Медь Алтае-Саянской области. Небольшие месторождения меди скарнового типа, колчеданного и жильные известны в Кузнецком Алатау, Хакасии и в Западном Саяне — Маинская, Киялах-Узень, Юлия Медная и др. Важнейшими месторождениями являются Сорское (в Кузнецком Алатау), Ширикенское, Шахтоминское и Калгутинское на Алтае.

Известное в России Удоканское месторождение меди находится на территории Северо-Восточного **Забайкалья**, в 40 км от поселка Чара, на севере Читинской области. Отрыто месторождение в 1949 г. геологом Е.И. Буровой. Приурочено оно к крупному раннепротерозойскому Казаро-Удоканскому прогибу в архейском кристаллическом фундаменте (по Ю. Богданову, А. Володину и др.). Связано месторождение с прибрежноморскими песчаниками нижнего протерозоя, общей мощностью 9–12 км (Удоканский терригеннокарбонатный комплекс). Месторождение занимает площадь около 30 км². Рудовмещающая толща имеет мощность от 650 до 800 м, на 95 % она сложена серыми и розоватосерыми ритмично переслаивающимися песчаниками и менее алевролитами (рис. 5.12). Протяженность рудного поля 25 км, мощность от 40 до 270 м. Рудные тела имеют форму линз и пластов. Длина отдельных линз и пластов 2–3 км. Среднее содержание меди в руде от 1,3 до 1,67 %. В руде много сопутствующих элементов: серебро, золото, никель, молибден, железо и редкие. Запасы меди на месторождении составляют более 20 млн т.

Небольшие месторождения меди — скарновые, колчеданные и жильные — известны в Кузнецком Алатау, Хакасии и в Западном Саяне (Маинская, Киялах — Узень, Юлия Медная и др.).

Медноникелевые руды связаны с основными — ультраосновными массивами позднепротерозойских интрузий в Северном Прибайкалье (месторождения Чайское и Байкальское).

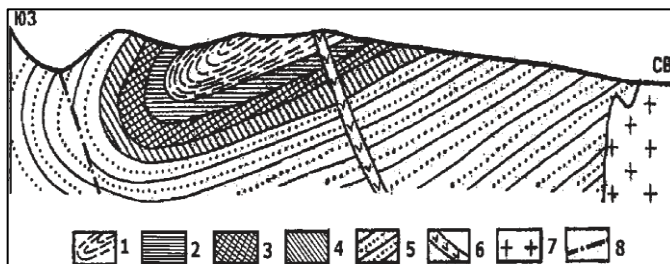


Рис. 5.12. Геологический разрез Удоканского медного месторождения [1]: 1 — алевриты, песчаники, аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — рудоносные песчаники; 4 — песчаники и алевролиты; 5 — песчаники; 6 — дайки габбро; диабазов; 7 — граниты; 8 — тектонические нарушения

Никель. Месторождения никеля на **Урале** связаны с зонами выветривания ультраосновных образований (Средний и Южный Урал). Наиболее известные месторождения — это Уфалейское, Рогожинское, Черемшанское и Халиловское (всего открыто 16 месторождений). К примеру, Рогожинское месторождение Среднего Урала приурочено к Уфалейскому серпентинитовому массиву позднедевонского возраста, залегающему среди зеленокаменных пород раннего силура–девона в виде

ГЛАВА 5.

межпластового тела мощностью от 3 до 7 км и протяженностью с севера на юг на 35 км. Зона выветривания представлена широкой полосой (120–140 м) раздробленных пород, которая прослеживается на 700 метров. Аналогичным образом на Черемшанском месторождении имеется кора выветривания по раздробленным породам, которая характеризуется значительной мощностью (до 400 м). Содержание никеля в руде достигает 3 %.

Кобальт. В Туве (Восточный Саян) в 1947 г. геологом В.А. Уиксоном было открыто крупное Ховудаксинское месторождение кобальта. Район месторождения сложен вулканогенными и осадочными толщами нижнего и среднего палеозоя, образующими антиклиналь. Оруденение приурочено к крупному разлому и локализовано в оперяющих его трещинах. Рудные тела представлены жилами небольшой мощности, а так же гнездами в скарнах. Вместе с кобальтом в руде содержится никель.

На **Кавказе** известны месторождения медномолибденовые. В Армении это *Каджаранское, Агаракское, Дастакертское* и другие месторождения, открытые советскими геологами. Представлены месторождения прожилкововкрапленным типом медномолибденовых порфириновых руд. В Грузии выявлено медномолибденовое месторождение — *Медноульское*. В Азербайджане в сланцевой толще южного склона Большого Кавказа введено в эксплуатацию крупное меднополиметаллическое *Филизчайское* и *Чирагидзорское* серноколчеданное месторождения, в Карачаево-Черкесии Урупская группа медноколчеданных месторождений, в Кабардино-Балкарии — *Худесское* месторождение, в Дагестане — *Кизил-Даре, Кальяльское, Цимирыцское* и другие медноколчеданные месторождения, приуроченные к зоне регионального Ахты-Чайского разлома.

В **Ставропольском крае** известны месторождения медноколчеданные — *Власинчихинское, Скалистое и Первомайское*.

На Юго-Восточном **Памире** выявлены зоны *медно-кобальтово-железородной* минерализации (Румано-Пшартская складчатая зона), связанные с порфиритами мезокайнозойского возраста.

Среди полезных ископаемых **Курильских** островов выделяются месторождения меди и никеля (ова Кунашир, Уруп, Итуруп, Шикотан).

Свинец. Цинк

Руды свинцовоцинковые на **Сибирской платформе** связаны со стратиформными месторождениями в доломитах и известняках рифогенных и постройках внутренних шельфовых морей. Наиболее крупные месторождения — Сардана, Уруйское и Перевальное в Республике Саха (Якутия) и Горевское.

Горевское месторождение относится к уникальным. Связано оно с известняками рифейского возраста, мощностью до 1,5 км. Рудные тела крутого падения (до 80°) представлены пластообразными залежами, линзами и гнездами, выполненными галенитом и сфалеритом. Рудные тела тяготеют к местам увеличенной мощности доломитов (раздувы). Участки с рудой имеют линзовидный характер, протяженностью до 1,5 км и мощностью от 60 до 90 м. Главными минералами на месторождении являются галенит и сфалерит, а также кальцит и доломит, и большое количество сопутствующих минералов: пирит, марказит, арсенопирит, кварц, пирротин, халькопирит, германий и серебро. Отношение Pb : Zn составляет 1 : 4.

Месторождение *Сардана* открыто в 1971 г., расположено в Юдомо-Майской складчатоглыбовой зоне на юго-востоке Якутии в среднем течении Алдана в отрогах хр. Сетте-Дабан. Разрез продуктивной зоны представляет мощные (до 12 км) терригеннокарбонатные породы рифея, венда и нижнего палеозоя, смятые в линейные складки меридионального простирания. Складки асимметричные: восточные крылья — крутые и далее запрокинутые, а западные — пологие, складки осложнены многочисленными нарушениями разного простирания. Оруденение выражено линзообразными телами мощностью до 90 м и протяженностью 1–1,5 км. Рудные тела располагаются в основном в западном крыле Сарданской синклинали (рис. 5.13). Главные минералы в руде — сфалерит и галенит. Содержание цинка в руде в четыре раза выше, чем свинца.

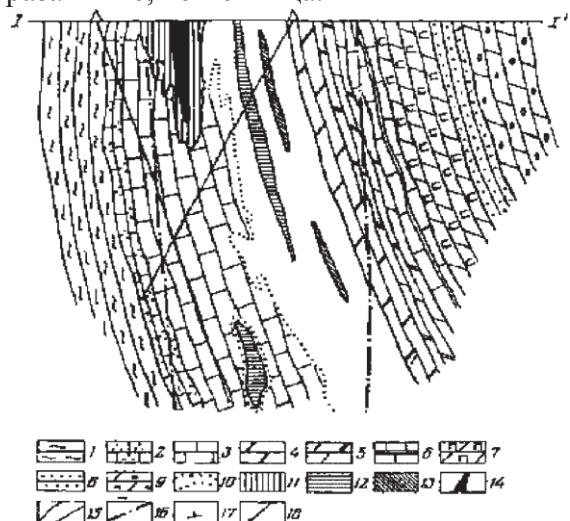
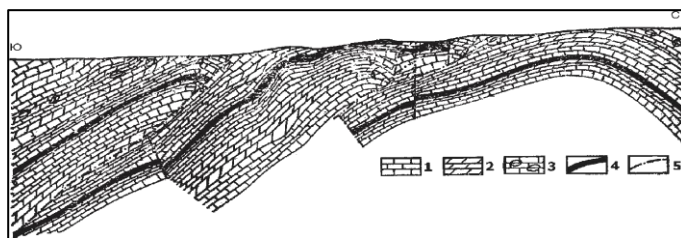


Рис. 5.13. Разрез по линии I-I' месторождения Сардана: 1–2 — нижний кембрий: 1 — сланцы униканской свиты, 2 — известняки пестроцветной свиты; 3–5 — верхняя подсвита юдомской свиты: 3 — пачка известняков, 4 — пачка битуминозных темноокрашенных доломитов и известняков (битуминозный горизонт), 5 — пачка мелкозернистых доломитов; 6–9 — нижняя подсвита юдомской свиты: 6 — пачка плитчатых известняков, 7 — пачка пестро-окрашенных доломитов; 10 — контур развития метасоматических доломитов; 11–13 — рудные зоны: 11 — верхнего уровня, 12 — среднего уровня, 13 — нижнего уровня; 14 — тела свинцово-цинковых руд; 15 — граница нормального стратиграфического контакта; 16 — разрывные нарушения; 17 — элементы залегания пород; 18 — скважины [1].

В Центральном Казахстане известны крупные месторождения свинца и цинка — Жайремское и Карагайлинское, Миргалымсайское и Текелийское (Южный Казахстан) (рис. 5.14). На территории Южного Тянь-Шаня довольно известна в Средней Азии группа месторождений: Алтын-Топкан (Таджикистан-Кураминский хр.), в Таджикистане выделяется вместе с Алтын-Топканом четыре группы месторождений: Кансай, Курусай и Адрасман. В каждой группе открыто по 5–6 месторождений. Оруденение локализуется в скарнах на контакте интрузивных и карбонатных пород. В размещении оруденения значительную роль играет литологический состав (вулканогенные породы кислого состава) и экранирующие свойства вмещающих пород. Руды месторождений Южного Тянь-Шаня комплексные, содержат наряду со свинцом и цинком медь, висмут, флюорит, серебро и редкие. По содержанию серебра очень известное месторождение Канимансур (из группы месторождений Адрасман). Здесь серебро находится на небольшой глубине и добыча его рентабельна была еще в советский период (это была одна из главных баз по добыче серебра).

Рис. 5.14. Свинцово-цинковое Миргалымсайское месторождение [1]: 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — брекчиированные известняки; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения



Самым известным в пределах Рудного Алтая считается месторождение Лениногорское, бывшее Риддерское, открытое геологом Риддером в 1784 г. (рис. 5.15.)

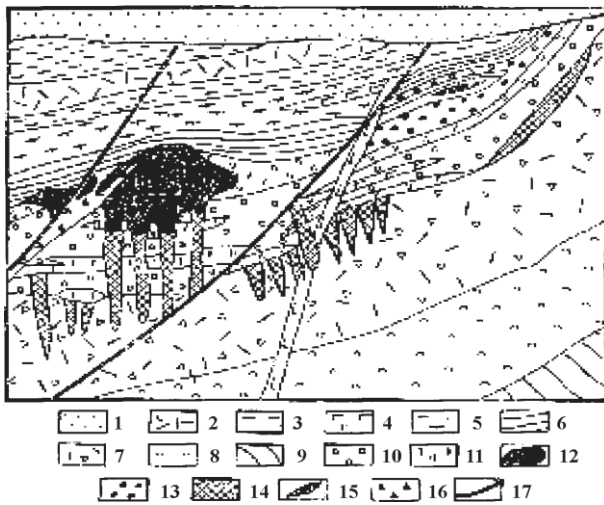


Рис. 5.15. Совмещенный геологический разрез через Риддер-Сокольское месторождение (Рудный Алтай). (По Б. Чепрасаву, И. Покровской, О. Ковриго). 1 — четвертичные отложения; 2–6 — среднедевонская базальттриолитовая формация: 2 — субвулканические и экструзивные порфиры, 3 — известковые алевролиты сокольской свиты, 4 — субвулканические андезитбазальтовые порфиры, 5 — туфы и туффы основного состава ильинской свиты, 6 — алевролиты крюковской свиты; 7–8 — лениногорская свита: 7 — агломератовые туфы кислого состава, 8 — лавы риолитовых порфиров; 9 — метаморфические породы ордовика; 10–11 — околорудные метасоматиты: 10 — микрокварциты и серицитовые микрокварциты, 11 — серицитхлорит-

кварцевые образования; 12–15 — руды: 12 — баритполиметаллические, 13 — вкрапленные полиметаллические, 14 — медноцинковые, 15 — полиметаллические массивные и слоистые; 16 — позднерудные эруптивные брекчии; 17 — разломы.

Не менее известны месторождения Зыряновское и Тишинское. Зыряновское месторождение было открыто крестьянином Зыряновым (эксплуатируется оно с 1791 г.), а Тишинское — геологами в советский период (1958 г.). Выявлена группа небольших месторождений комплексного типа: Салаирская и Урская группы (Cu, Zn, Co, Pt), Рудноалтайская группа (Cu, Pb, Zn, Ag), Кызыл-Тыштыгское месторождение в Туве (Cu, Pb, Zn), Карбалихинское месторождение (Pb, Zn, Cu), а также Рубцовское, Степное, Среднее, Золотушинское, Новозолотушинское и др.

Карбалихинское месторождение расположено на территории Алтайского края в пределах Змеиногорского рудного района. Открыто в 1959 г. Оруденение приурочено к крупному вулкану девонского времени. Рудовмещающая вул каногенноосадочная пачка мощностью до 100 м перекрывает купол вулкана и небольшое углубление на его склоне. В свою очередь, вулканогенноосадочные образования, содержащие руду, перекрыты угленосными алевролитами (Крейтер и др., 1982). Рудоносная толща имеет несколько пластообразных тел мощностью от 5 до 8,4 м, которые прослеживаются на 1500 м и до глубины 900 м. Руды комплексные, соотношение свинца, цинка и меди 1:4:0,8.

Руды в Алтае разрабатываются карьерами и шахтами, они поступают на Лениногорский и Усть-Каменогорский свинцовоцинковые комбинаты и Иртышский медный завод. Следует отметить полиметалльный характер месторождений Алтая, проявляющийся и в названиях. Например, Юлия Медная и Юлия Свинцовая.

На Северном Кавказе известно Садонское полиметаллическое месторождение (близ горы Казбек). Рудные залежи на месторождении представлены круто падающими жилами мощностью до 25 м в гранитных массивах. Залежи с рудой приурочены к зонам разломов в гранитах. Садонское месторождение разрабатывается с 1853 г. Рядом с Садонским расположено Згитское полиметаллическое месторождение.

Месторождения цветных металлов свинца и цинка открыты в 1897 г. на восточном склоне хребта **Сихотэ-Алинь** по среднему течению р. Рудной (Дальнегорское рудное поле — Николаевское, Верхний рудник, Садовое). Рудные тела связаны со скранами, приуроченными к контакту известняков верхнего триаса с кварцевыми порфиритами. Протяженность рудных тел по поверхности до 400 м, при мощности до 60 м и глубине оруденения до 600 м. Всего в Приморском крае известно 21 месторождение свинца и 22 — цинка. Проектная мощность по руде — 1430 тыс. т/год (Николаевская и Дальнегорская группа). Николаевское месторождение представлено известняками, песчаниками, кремнистоглинистыми сланцами верхнего триаса, перекрытыми туфами и туфобрекчиями верхнего мела (рис. 5.16). Отложения выражены складками, прорванными нарушениями и интрузиями гранитоидов, диоритов, порфириров и диабазовых порфириров позднего мела и палеоценолигоценового возраста (Смирнов, 1986). Рудное тело (пластообразная залежь) залегает на глубине 700–1200 м, мощность залежи — 22,4 м. Месторождение — скарнового типа, одно из самых крупных в России. В руде встречаются геденбер гит, хлорит, серицит, из рудных минералов распространены галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, пирит и арсенопирит.

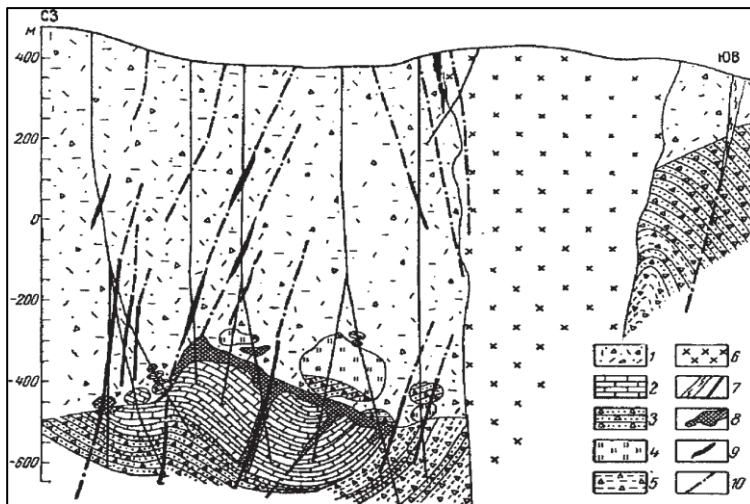


Рис. 5.16. Геологический разрез Николаевского месторождения (по А. Седых и А. Нотарову). 1 — туфы и туфобрекчии липаритов; 2 — известняки; 3 — полимиктовые брекчии; 4 — кремнистые и кремнистоглинистые сланцы; 5 — брекчии, прослои алевролитов; 6 — диориты, габбродиориты; 7 — дайки диабазовых порфириров; 8 — скарновополиметаллические рудные тела; 9 — кварц-сульфидные жильные тела в эффузивах; 10 — тектонические нарушения

Вольфрам. Молибден

Месторождения молибдена и вольфрама известны на Кавказе, в Казахстане и востоке России. *Вольфрам и молибден* открыты на юге Байкальской складчатой области (Амольское и Первомайское месторождения вольфрама в Забайкалье и Шахтаминское и Давединское место рождения молибдена).

В **Центральном и Южном Казахстане** выявлены месторождения вольфрама грейзенового и гидротермального типов (Акгатау, Караоба и Богуты). Грейзеновые месторождения играют существенную роль в балансе запасов вольфрама (до 60 %). Оруденение приурочено к выступам, куполам гранитов на контакте с гидротермальными жилами. Протяженность зон ороговикованных пород до 500 м при мощности до 0,5 м, реже до 1 м. Наиболее характерны кварцтопазовые, кварцслюдистые и кварцевые грейзены. Главные минералы руд — вольфрамит, касситерит и молибденит.

Из гидротермальных месторождений наиболее известно Богуты. Оруденение на нем связано с кварцевыми жилами небольшой мощности (0,1–0,5 м) и прожилками.

ГЛАВА 5.

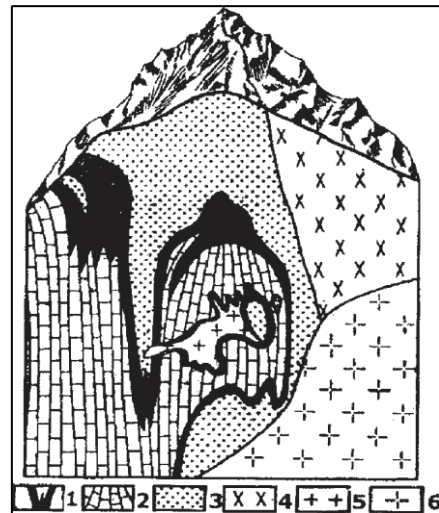
Протяженность жил — десятки метров, реже — до 150 м. Жилы выполнены вольфрамитом и шеелитом.

В Южном Тянь-Шане широко распространены скарновые месторождения шеелита, наиболее крупные из которых Чорух-Дайрон в Таджикистане (хр. Моголтау) и Ингичке в Узбекистане (хр. Зеравшанский). На месторождении Чорух-Дайрон промышленно значимые руды связаны с жильными скарнами, а на месторождении Ингичке — контактовые скарновые тела. Протяженность зон со скарнами до 2 км, мощность — до 10 м и глубина распространения — до 1 км. На восточном склоне Гиссарского хребта известно крупное месторождение вольфрама — Майхуринское, приуроченное к известняковосланцевой толще нижнего карбона. Рудная залежь расположена на контакте гранодиоритов с мраморами. Руды комплексные и содержат помимо вольфрама — цинк, медь, висмут, олово, кадмий и индий.

В Горном Алтае известны месторождения вольфрама — Джидинское рудное поле, Белуха, Бакуха, Бом-Горхон, Калгутинское и др. Рудоносность на месторождениях связана с мезозойскими гранитными интрузиями, их контактами с терригенными песчаносланцевыми толщами. Руда приурочена к системе жил разной ориентировки. Протяженность отдельных жил достигает 1 км и ширина — до нескольких сот метров. Наряду с коренными известны и россыпные месторождения вольфрама.

Наиболее крупное месторождение молибдена и вольфрама открыто на Северном Кавказе (Тырнаузское). Расположено оно в горах Приэльбрусья (Кабардино-Балкария) в узкой долине р. Баксан на высоте 2000 м над уровнем моря. Рудное тело приурочено к Пшекиш-Тырна узкой тектонической зоне, в пределах которой развиты вулканические терригенные и карбонатные породы среднего палеозоя и нижней юры, прорванные интрузивными телами мезокайнозойского времени (рис. 5.17). С комплексом интрузий гранитов, их контактами с породами связаны основные проявления молибденов (молибденвольфрамовые рудные тела локализованы в скарнах по роговикам и мраморам). Оруденение наложено на скарны. Основными рудными минералами являются шеелит и молибденит. Отношение шеелита к молибдениту изменяется от 4:1 до 8:1.

Рис. 5.17. Тырнаузское вольфрамомолибденовое месторождение [1]:—скарны с вольфрамомолибденовой рудой; 2 — мраморы; 3 — роговики; 4–6 — граниты



На северо-востоке России разрабатывается Иультинское месторождение вольфрама и олова — гидротермальное, жильное, комплексное. В строении месторождения принимают участие осадочно-метаморфические породы от нижнего карбона до среднего триаса, пронизанные интрузиями кислого состава, дайками и жилами. С жилами здесь связаны основные рудопоявления — выделено свыше 100 рудных жил (рис. 5.18). Длина

отдельных жил достигает 1250 м, а на глубину они прослежены до 330 м при ширине от сантиметров до нескольких метров. Наряду с вольфрамом из жил берут олово. Более всего олова связано с местами разветвления рудных жил, а также их пересечений.

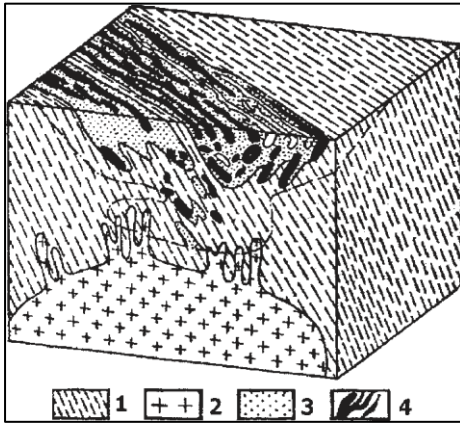


Рис. 5.18. Иультинское вольфрамовое месторождение [1]: 1 — вмещающие породы; 2 — граниты; 3 — бедные руды; 4 — богатые руды

Другое известное месторождение вольфрама — Агылкинское — расположено в Южном Верхоянье (Ильин, 1996). Рудное тело пластовой формы представлено скарнами с шеелитами, сульфидами, которые связаны с кислыми дайками в зоне разрывных нарушений. Простирается рудное тело на глубину до 1200 м при мощности от 2 до 88 м. Содержание вольфрама ($W\text{O}_3$) в руде колеблется от

0,1 до 5,6, в среднем 1,27 %. Попутно из руды добывают медь, содержание которой составляет 2,7 % (среднее). Руды комплексные — совместно с вольфрамом и медью в них присутствуют: золото, серебро, селен, теллур, висмут. Запасы $W\text{O}_3$ составили 91 тыс. т (Чернов, 1993). Наряду с отмеченными месторождениями в Верхояно-Чукотской складчатой области выявлены месторождения вольфрама — Светлое и Тенергинское (Чукотка), Аляскитовое (Верхоянье).

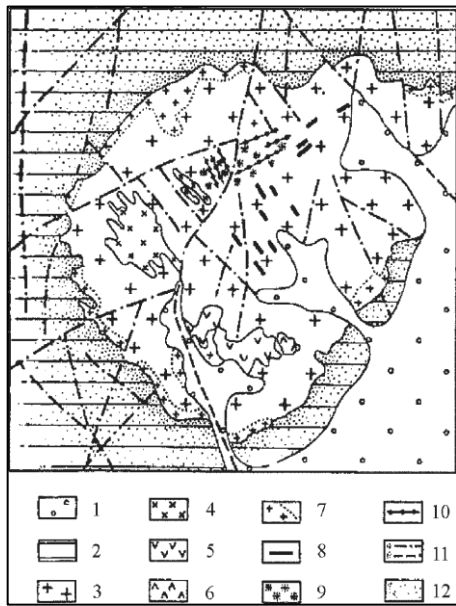
На Дальнем Востоке в Северном Приморье известны месторождения вольфрама. Это упоминавшиеся ранее месторождения Восток 2 и Лермонтовское. По геологопромышленному типу они относятся к группе скарновых. Оруденения приурочены к контакту гранитов и гранодиоритов с известняками и роговиками верхней перми. Рудные залежи протягиваются на 600 и более м, при мощности тел до 70 м. Руды массивные, реже прожилковые, полосчатые и брекчиевые.

На Курильских островах открыты месторождения молибдена (о-ва Кунашир, Уруп, Итуруп, Шикотан).

Олово

На территории **Сибирской древней платформы** открыто несколько месторождений олова — крупное в районе Забайкалья (Шумиловское) и около десяти на северо-востоке Якутии. Одно из характерных месторождений — Полярное, расположенное в центральной части хребта Полуосного, приуроченное к Омчикандинскому штокообразному массиву гранитов (Якутия) (рис. 5.19).

Рудные тела связаны с кварцевыми жилами в разрывах. Мощность жил 0,5–0,8 м. Касситерит в жилах встречается совместно с вольфрамитом, топазом и арсенопиритом. Другое месторождение Чибагалах характеризует скарновый тип на контакте гранитов с доломитами, к которым приурочены рудные тела. Основное количество олова добывают из силикатных руд.



Например, месторождение Чурпуньинское, расположенное в центральной части Чохчуро-Чекурдахской металлогенической зоны (Якутия).

Рис. 5.19. Схематическая геологическая карта месторождения Полярное (Шур, 1985). 1 — верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения; 2 — юрские песчаники и алевролиты; 3–4 — граниты: 3 — средне-крупнозернистые порфировидные и адамеллиты, 4 — мелкозернистые лейкократовые и пегматоидные; 5 — дацитовые порфиры и липаритодациты; 6 — кварцевые порфиры; 7 — гранитпорфиры; 8 — дайки мелкозернистых гранитов, аплитов, гранитпорфиров; 9 — грейзенизированные граниты и грейзены; 10 — кварцевые жилы с вольфрамитом, касситеритом, топазом и турмалином; 11 — разрывные нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые; 12 — контактово-метаморфизованные породы.

В рельефе месторождение выражено округлой возвышенностью — горой Чурпунья, сложенной покровом риолитдацитов нижнемелового возраста. Рудные тела этого типа связаны с дайками гранитпорфиров в эффузивных покровах.

На **Памире** в 80х гг. XX в. здесь выявлены месторождения олова в скарноворудных залежах (Акджилга, Караджилга и др.).

Основные запасы олова в **Верхояно-Чукотской** складчатой области связаны с месторождениями Северо-Восточной оловорудной провинции: Экугское на Чукотке, Невское, Киргиляхское в Магаданской области, Хетинское, Бол. Каньон (Колыма). К крупным и уникальным месторождениям олова в провинции относятся: Ляховский район, Северо-Янская группа (Депутатское, Чурпуньинское, Полярное, Одинокое, Дьяхтардахское, Тирехтяхское. Основная часть месторождений открыта в советский период, начиная с 1937 по 1980 г. В качестве примера рассмотрим месторождение олова грейзенового типа — Экугское (рис. 5.20).

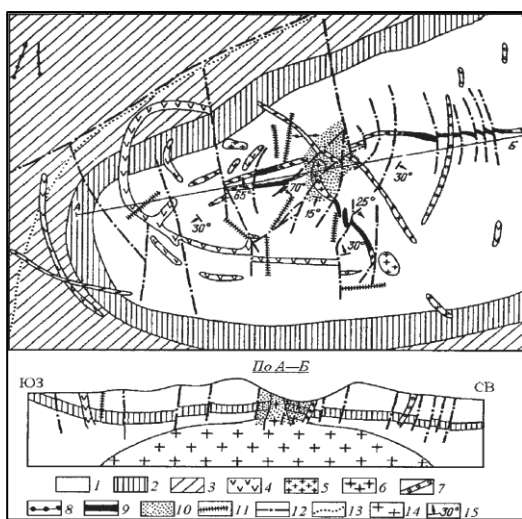


Рис. 5.20. Геологоструктурная схема Экугского оловорудного месторождения, Чукотка. По В.Д. Нартикову и М.Н. Лепешову: 1 — алевролиты с редкими прослоями песчаников (верхний горизонт); 2 — алевролиты и сланцы (средний горизонт); 3 — песчаники с маломощными прослоями глинистых сланцев (нижняя толщина); 4 — дайки лампрофиров; 5 — дайки и штоки кварцевых порфиров; 6 — гранитпорфиры; 7 — дайки фельзитов; 8 — дайки диоритовых порфиритов; 9 — минерализованные зоны даек; 10 — окварцованные породы; 11 — касситериткварцевые жилы; 12 — разрывные нарушения; 13 — контур интенсивного ороговывания; 14 — предполагаемый гранитоидный массив; 15 — элементы залегания.

Руда связана на *Экугском месторождении* с крупными дайками кварцевых порфиров. Непосредственно рудные тела прослеживаются на 150–170 м. Самая крупная — Большая Западная дайка имеет дугообразную форму с радиальными раздувами. Олово связано с процессами грейзенизации пород даек. Основное количество олова на месторождениях Северной Евразии связано с силикатным типом (60 % всех запасов и добываемого олова). Основное количество месторождений этого типа в России сосредоточено в мезозойскокайнозойских Восточно-Сихотэ-Алинском и Охотско-Чукотском вулканических поясах (характерные месторождения — Хетинское и Трудненское на Колыме и Дальнетаежное в Приморье). На этих месторождениях олово связано с комплексом вулканитов и магматических интрузий гранодиоритов среднего и кислого состава. И наконец, рассыпные месторождения олова, имеющие широкое распространение на Северо-Востоке России. Наиболее известная и крупная аллювиальная россыпь олова — Тирехтяхская с запасами около 100 тыс. т и россыпи Депутатского, Пыркакайского и Тенкелийского узлов и др. На Новосибирских островах оконтурены 13 россыпей — Ляховский район. Часть из россыпей расположена на суше: россыпи Малая, Правая и Левая Кутта, Тохтабут и др., а часть на шельфе при глубине моря до 5 м и удалении от берега до 4 км. Россыпи от эоценолигоценового до голоценового возраста. Содержание олова в россыпях составляет от 200–250 до 1500–1700 г/м³.

По олову на территории **Дальнего Востока** выделяются Приморская оловоносная провинция и Комсомольский оловорудный район. В качестве примера рассмотрим известные месторождения олова Дубровское и открытое сравнительно недавно месторождение Смирновское.

Месторождение Дубровское — руды оловянные приурочены к жилам, которые связаны с гранитными массивами (рис. 5.21). По составу различают жилы кварцкасситеритовые и кварцкасситеритсульфидные. Длина жил от сотен метров до 3 км, мощность несколько метров, а ширина прожилкововкрапленных зон достигает сотни метров. На глубину оруднение прослежено до 1,5 км. В жилах наряду с касситеритом распространены галенит, сфалерит, халькопирит, висмутин и др.

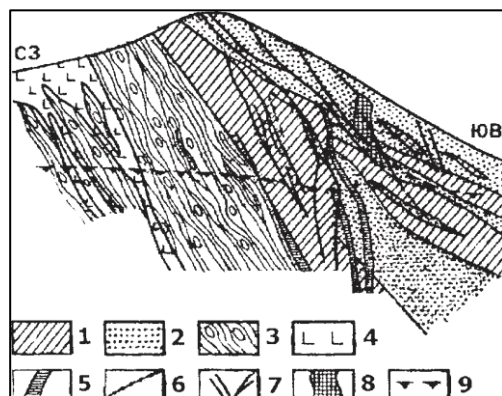


Рис. 5.21. Дубровское оловорудное месторождение Кавалеровского рудного района [1]: 1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — будиниты; 4 — дациты; 5 — андезиты; дациты; 6 — порфириты; 7 — рудные жилы; 8 — рудное тело; 9 — верхняя зона слюды (биотита)

Смирновское месторождение расположено в Верхнеуссурийском рудном районе Приморья и является крупным и широко известным месторождением. Рудное тело приурочено к крупному разлому — Дождевому. Оловянные жилы мощностью до 0,6 м, протягиваются на несколько километров и на глубину до 600–700 м (рис. 5.22).

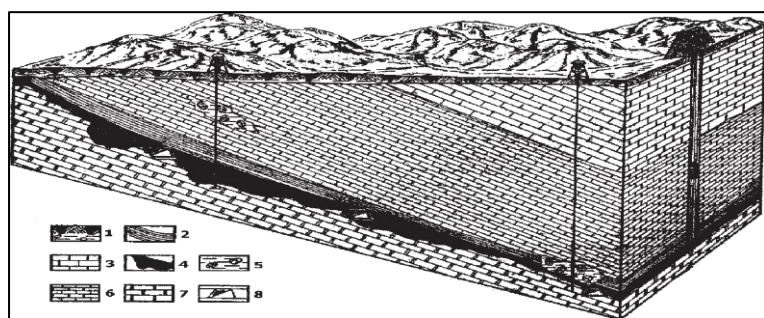


Рис. 5.23. Месторождение бокситов Красная Шапочка [1]: 1 — наносы; 2-3 — известняки кровли; 5 — бокситы; 6 — известняки почвы; 7 — закарстованные участки; 8 — горные выработки.

В пределах молодой **Западно-Сибирской** плиты выявлены в Кустанайской седловине (*Верхне-Тобольское* месторождение).

На **Кавказе** для получения алюминия используют алунит и нефелин, запасы, которых здесь значительны. В Азербайджане на *Заглинском* месторождении разрабатывают алюминиевые руды, из которых получают глинозем для производства алюминия. Залежь с алунитами имеет пластообразную форму протяженностью от 1,5 до 2,6 км, с содержанием алунита в руде 25 %. Генезис алунитов гидротермальный, путем переработки растворами кислых эффузивов в юрское время.

Сурьма. Мышьяк. Ртуть

Сурьму добывают на двух месторождениях **Сибирской платформы**: Сарылахское в Якутии и Удерейское на Енисейском кряже. На Сарылахском месторождении сурьма приурочена к зонам дробления в песчаниках и алевролитах верхнего мела, выходящих на поверхность. Руда сконцентрирована в кварцантимонитовой жиле, а также в брекчии, выраженной обломками кварца и антимонита. Почти аналогичного типа месторождение Удерейское. Здесь сурьма связана с кварцевыми трещинами и зоной окварцевания верхнепротерозойских сланцев. Протяженность кварцантимонитовых жил по поверхности 3,5 км, на глубину они прослежены до 200 м. Руды массивные, иногда вкрапленные гнездообразные. Вместе с антимонитом в рудах встречается золото.

Месторождения сурьмы и ртути выявлены на **Тянь-Шане** (Киргизия и Таджикистан). Наиболее известны месторождения — Хайдарканское (рис. 5.24), Кадамжайское, Терекское в Киргизии, Джижикрутское, Магианское и Канчачское в Таджикистане.

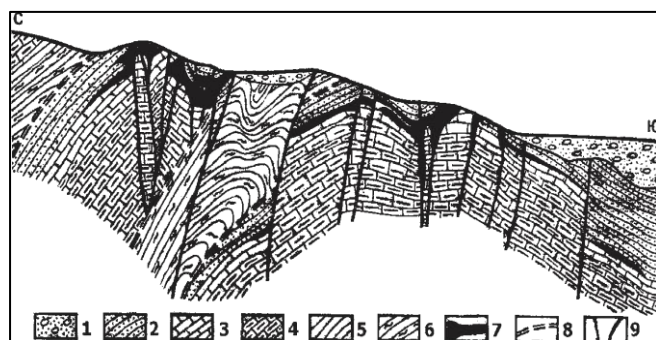


Рис. 5.24. Хайдарканское сурьмяно-ртутное месторождение [1]: 1 — песчано-галечные отложения; 2 — песчаники, сланцы, конгломераты; 3-4 — известняки; 5 — сланцы; 6 — песчаники и сланцы; 7 — рудные тела; 8-9 — тектонические нарушения

Оруденение почти на всех перечисленных месторождениях связано с пластообразными типами тектонических брекчий, сформировавшихся на контактах

ГЛАВА 5.

известняков и сланцев. Тектонические брекчии контролируются крупными глубинными разломами, явившимися проводниками гидротермальных растворов и газов, насыщенных сурьмой и ртутью (антимонит и киноварь).

В данном случае сланцы выступили сдерживающей преградой и местом аккумуляции магматических флюидов и осадения из них сурьмы и ртути.

Территория **Алтае-Саянской** складчатой области относится к одноименной ртутно-рудной провинции (Недра России, 2001). Здесь известно крупное месторождение ртути, связанное с листовинитами (Актайское на Алтае). Ранее эксплуатировались небольшие месторождения ртути: Белосиповское, Терлигхайское, Чазадырское и сравнительно новое месторождение — Чаган-Узунское. Следует иметь в виду, что с уходом России из Средней Азии она потеряла 70 % объема ранее добываемой ртути, поэтому разведка и открытие новых месторождений весьма актуальны. Месторождения ртути в области — собственно ртутное, представленные кварцдикиитовым и листовинитовым геологопромышленным типами с киноварью в качестве главного ртутного минерала. Содержание ртути в рудах колеблется от 0,2 до 3,4 %.

По южному склону **Главного Кавказского хребта** выделен рудный пояс, протяженностью в 600 км, в котором небольшие по запасам выявлены месторождения мышьяка, ртути и сурьмы.

На **северо-востоке Сибири** известно месторождение сурьмы Сарылахское (рис. 5.25). Находится оно в Верхнеиндигирском рудном районе Яно-Колымского золотоносного пояса (республика Саха (Якутия)) и приурочено к зоне интенсивной трещиноватости и окварцевания. Представлено оно серией кварцеворудных жил. В центральной жиле имеются раздувы, наполненные рудой — рудные столбы. Основным минерал — антимонит, второстепенные — пирит и арсенопирит, встречается и золото. Среднее содержание сурьмы составляет 20,32 %.

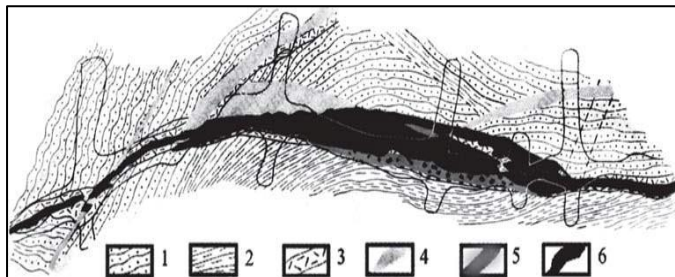


Рис. 5.25. Схема строения Главного рудного тела Сарылахского месторождения (из кн. Недра России, 2001) 1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — катаклазированные породы; 4 — кварцевая жила; 5 — вкрапленное сульфидное оруденение; 6 — массивные руды

Месторождения ртути открыты в последние годы в пределах **Охотско-Чукотской, Корякско-Камчатской** и **Сахалинской** провинции. Наиболее известные на Чукотке месторождения ртути — Полянское, Тамватнейское и Пламенное. Месторождения — собственно ртутные. Содержание ртути в рудах до 3,4 %. Кроме ртути в рудах присутствует антимонит и пирит. Руды представлены вкрапленностью киновари в вулканических породах и в трещинах в зонах окварцевания.

В последние годы в **Корякско-Камчатской** провинции открыты проявления и месторождения ртути. Например, ртутносурьянмышьяковосульфидная минерализация в кратере вулкана Узун и ключе Апапель на Камчатке, приуроченные к выходам глубинных термальных вод, связанных с магматогенными растворами. К глубинным разломам по ультраосновным породам приурочены месторождения киновари (минералы реальгар и аурипигмент). Рудные тела представлены жилами, линзами и гнездами, имеющими на поверхности значительные размеры и на глубину

прослежены до 1 км. Характерные месторождения данного типа — *Тамватнейское*, *Матачинггайское*. На Корякском нагорье выделено *Лапиганайское* месторождение киноварнокварцевого жильного типа в терригенных породах: алевролитах, песчаниках, глинистых сланцах, конгломератах. Ртуть известна на **Курильских** островах — вулкан Менделеева на о. Кунашир — киноварь поступает вместе с парогидротермами.

На **Сахалине** выделена одноименная ртутоносная провинция (месторождение Светловское).

Уран

Уран является важным стратегическим и энергетическим сырьем.

На Крайнем Севере (на **Таймыре**) в складчатом докембрийском фундаменте с магматическими породами щелочного состава связаны геохимические специализированные ураноносные комплексы, продуктивные на уран (Геологический атлас России, 1996).

В **Алтае-Саянской** области встречаются небольшие по запасам месторождения: *Лабышское*, *Кедровое*, *Солнечное*, *Приморское*, *Агульское*, *Столбовое*, *Усть-Уюнское*.

В **Забайкальской** урановой провинции месторождения приурочены к глубинным разломам и рифтовым зонам (трахибазальтовый вулканизм, т. е. источником урана является мантийное вещество, мигрирующее вверх по разломам и с излияниями на поверхность).

Определяющим моментом в образовании месторождений урана в России выступает их мезозойский возраст, что отличает их от месторождений Канады, Африки и Австралии с докембрийским возрастом.

Единственно действующим горнодобывающим предприятием на территории России является АО «Приаргунское производственное горнохимическое объединение», работающее на базе Стрельцовской группы молибденурановых гидротермальных месторождений. В год здесь добывают до 2 тыс. т руды. Наряду со Стрельцовской группой месторождений в Забайкалье известно несколько небольших месторождений: *Журавлиное*, *Имское*, *Хиагдинское*, *Тетрахское*, *Родионовское*, *Витлаусское*, *Степное*.

На территории **Сибирской плиты** выделяется крупный урановорудный район, который является естественным продолжением Зауральского района. Здесь открыто несколько небольших месторождений осадочного происхождения, в которых уран добывают методом подземного выщелачивания (месторождения *Долматовское*, *Добровольное*, *Санарское*, *Малинское* и *Пригородное*).

Золото

В пределах **Восточно-Европейской** платформы установлены следующие золотоносные провинции: Карело-Кольская и Воронежская. В Карело-Кольской провинции известно месторождение *Майское*, на котором подсчитанные запасы золота составляют несколько сотен килограммов. Золото связано с кварцевыми жилами, с комплексными рудами и с железистыми кварцитами, что подтверждает высокую золотоносность всей провинции. Воронежская золотоносная провинция новая. Выделяются *Воронцовско-Алексеевская* и *Белгород-Михайловская* металлоносные зоны в вулканогенных образованиях верхнего протерозоя, залегающих на глубине 50–

600 м. Содержание золота в вулканитах достигает 5 г/т (месторождения Клинское и Михайловское).

Издавна **Сибирская платформа** славилась месторождениями коренного и россыпного золота. Коренное золото открыто на Енисейском поднятии, Анабарском массиве, Алданском щите в Забайкалье и других выступах докембрийского фундамента. Оно приурочено к кварцевым жилам в гранитоидах. Однако наиболее крупные месторождения золота известны в осадочном чехле Сибирской платформы. Наиболее крупной провинцией золота считается Алданская. Жильное золото приурочено здесь к юрским кислым интрузиям (Верхне-Олекминское, Центрально-Алданское месторождения). Второе крупное месторождение золота разрабатывается на Витиме (Бодайбинское). Широко распространены россыпные месторождения золота в аллювиальных наносах пойм рек Лены, Енисея и Бодайбо. На территории Сибирской платформы выделяется несколько золотоносных провинций: Енисейско-Восточно-Саянская, Прибайкальская, Забайкальская и Алдано-Становая. На Енисейском кряже известны месторождения: Советское и Эльдорадо (золотокварцевый тип), Радольное (золотосурьмяный тип) и Олимпиадинское (золотосульфидный тип). Кварцевые жилы с золотом приурочены к гранитам позднепротерозойского возраста, золотосульфидный и золотосурьмяный типы связаны с древней корой выветривания контактов гранитоидов с осадочными сильно метаморфизованными образованиями и сульфидизированными породами. Концентрация золота достигает 11 г/т.

Восточный Саян дает промышленного золота меньше Енисейского кряжа, но выходящие на поверхность жилы месторождения Турбейское в Верхнебирюсинском районе перспективны.

Прибайкальская провинция включает в себя территории к западу от оз. Байкал на юге и Патомское нагорье на севере. В северной части провинции золото приурочено к терригенным толщам молассовидного облика верхнепротерозойского возраста. Содержание золота в руде небольшое — до 3 г/т, но значительное площадное распространение и возможность разработки открытым способом делает эту провинцию важной, а золото рентабельным для добычи. Здесь расположен широко известный в Патомском нагорье район Бодайбо, в котором ежегодно добывается около 11 тонн золота.

Забайкальская провинция выделена на территории от восточного побережья оз. Байкал на западе и Станового хребта на севере, до верховьев р. Олекма на востоке. Из коренных месторождений золота известны два: Бaleyское и Дарасунское. За 50 лет эксплуатации россыпей было добыто более 250 т золота. Роль россыпей и коренных выходов Бaleyского месторождения остается перспективной на ближайшие годы.

Алдано-Становая провинция включает две золотоносные области — Алданскую и Становую. Территориально области охватывают значительный регион, включая южные районы Якутии (республика Саха) и северные районы Амурской области и Приморского края. На эту провинцию приходится основное количество добываемого в России золота. На центральном Алдане золото связано с залежами прожилкововкрапленных и массивных сульфидных руд в осадочном чехле южного обрамления платформы (м-я Лебединское, Куранахское и др.).

Становая область провинции совпадает с границами Становой системы. Основное месторождение этой области является Башское, приуроченное к вулканогенноплутоническому поднятию, осложненному глубинным разломом. Золото

связано в основном прожилковожильной кварцсульфидной минерализацией. Содержание золота в жилах достигает 8 г/т.

Урал является основным золотоносным регионом Урало-Тимано-Новоземельской провинции. Достаточно сказать, что за 250 лет на Урале было добыто свыше 1500 т золота. Регион включает Пермскую, Свердловскую, Оренбургскую, Челябинскую области и республику Башкортостан. Различают золото коренное и рассыпное. На Южном Урале известны месторождения коренного жильного золота — золото кварцсульфидный тип: Кочкарское, Светлинское, Гумбейское; золотокварцевый тип: Миндяк, Кумак и др. На Северном Урале перспективно Воронцовское месторождение. На Полярном Урале интерес представляют новые месторождения коренного и рассыпного золота: Балбанью, Таврота, Кожимское (группа россыпей), Чудное, Озерное, Нестеровское. Лидером по добыче золота на Урале остается Березовское место рождение, на котором добыто только за последние 30 лет свыше 60 т золота. На Урале известно 240 крупных россыпей, из которых ежегодно извлекают свыше 2 т золота. Самый крупный самородок на Урале был найден крестьянином Жилиным в россыпи Кочкарского месторождения. Вес самородка — 32 кг. В настоящее время он хранится в Алмазном фонде России.

Месторождения золота широко известны в **Казахстане**, близ Павлодара (Майкахин, Тезекпай и Александровское), в Узбекистане (Мурунтау, Зеравшанское). Золото приурочено к кварцевым жилам по сланцам на контактах с гранитными интрузиями.

Золоторудные месторождения Мурунтау и Зеравшанское — золотокварцевого типа. Жилы рудной ширины и протяженности, хаотические по простиранию образуют общую золоторудную зону. На Мурунтау выделяют три золоторудные залежи, а на Зеравшане — одну зону.

Территория **Алтае-Саянской** складчатой области отнесена к Салаиро-Алтае-Саянской золоторудной провинции (Недра России, 2001). В течение последних 30 лет здесь добывалось до 4 т золота ежегодно. Наиболее известны месторождения: *Ольховское, Натальевское, Синюхинское* и др. (золотосульфидноскарновый тип); *Коммунарское, Берикульское, Константиновское* и др. (гидротермальный, золотосульфидный и золотокварцевый тип). Открыт новый тип руд — золотосульфидной минерализации, с тонким золотом в руде (месторождение *Федотовское* в Тисульском районе Кемеровской области) с содержанием в руде золота до 230 г/т при среднем содержании — первые десятки граммов на тонну и глубине простирания оруденения — до 400 м следует относить Федотовское месторождение к крупным. Другое крупное месторождение — Зун-Холтинское, в котором золото связано с золотокварцсульфидными жилами в интрузиях палеозойских массивов — гранодиоритов. Помимо золота здесь добывают серебро, свинец и цинк. Рядом с Федотовским выявлено небольшое месторождение золота — Ирокиндинское аналогичного генезиса.

В **Байкало-Охотской** области прослеживается часть Забайкальской золотоносной провинции с рядом месторождений.

Дарасунское месторождение объединяет группу месторождений генетического типа — золотосульфидного и золото-кварцсульфидного: Дарасунское, Итапинское, Терешкинское, Ключевское и ряд мелких месторождений (Дарасунско-Итапинская группа) (рис. 5.26).

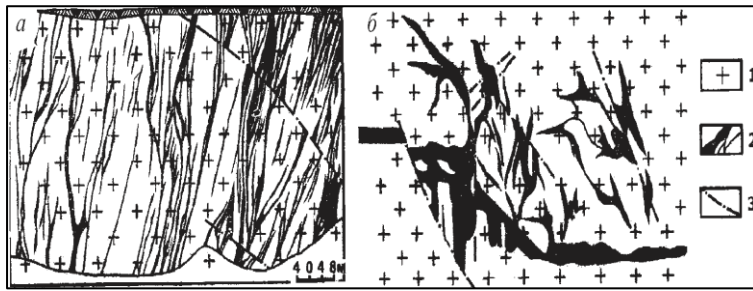


Рис. 5.26. Ключевское золоторудное месторождение [1]:

a — кварцтурмалиновые жилы; *b* — пересекающиеся жилы одного из участков: 1 — граниты; 2 — кварцтурмалиновые жилы; 3 — тектонические нарушения

Оруденение связано с проявлением гранитпорфиров мезозойского возраста, приуроченного к глубинному разлому фундамента. Рудные тела выражены зонами трещиноватости в гранитах и гранитпорфирах. Состав жил сульфидный, руды комплексные. Ежегодно на коренных месторождениях добывают более тонны золота, а за период эксплуатации Дарасунского узла взято более 100 тонн золота. Наряду с коренными месторождениями в провинции широко представлены и россыпные — от бассейна р. Чикой на западе, до восточных границ провинции: Ципиканские, Удаканские, Багдаринские, Нерчинские, Среднешилкинские, Могочинские, Джалидинские и др. россыпи.

На **Большом Кавказе** выявлено *Зодское* месторождение коренного золота, связанное с интрузиями основных пород, прорывающих вулканогенноосадочные образования мелового возраста. Рудные тела выражены вкрапленностью, а чаще кварцевыми жилами или кварц карбонатными прожилками. Встречается золото в медноколчеданных месторождениях в качестве примесей. Содержание золота в коренных месторождениях изменяется от 1 до 5 г/т. Известны золотоносные россыпи: бассейны рек Ингури, Дамблудка, Храмы, Пиназаури, Цхенис Цхали и Сарамула. На Северном Кавказе установлена золотоносность аллювиальных отложений долины рек Урук, Властничиха, Бижгон, Кафар, Зеленчук, Теберда, Кубань, Малка, Баксан, Мушт, Чегем, Урух, Фиаг-Дон и в верховьях реки Лабы. Территория Северного Кавказа выделяется в самостоятельную золотоносную провинцию (Краснодарский и Ставропольский край и республики Кабардино-Балкарская, Северная Осетия и Дагестан). Золотоносность провинции подтверждается государственной и старательской добычей золота — в год сотни килограммов.

Золото на **Памире** известно с древности. На Южном Памире были найдены самородки весом около 6 кг и 32 кг. Коренные выходы золота дали богатые россыпи в Преддарвазье. В СССР это была одна из ведущих (по объему добычи) золотоносных провинций россыпного золота, приуроченная к современным аллювиальным отложениям и неогеновым конгломератам. Коренное золото связано с кварцевыми жилами гидротермального происхождения.

В пределах **Верхояно-Чукотской** области выделено четыре крупные золотоносные провинции: Яно-Колымская, Чукотская, Колымо-Омолонская и Охотско-Чукотская. *Яно-Колымская* является самой крупной из перечисленных провинций, как по размерам так и по количеству добываемого металла. За последние 50 лет здесь добыто более 2000 т золота. Но будущие перспективы связывают с коренным золотом — золотокварцевые и сульфидные дайки — месторождения Мальдяк, Штурмовское, Утинское, Агатовское, Колымское, Игуменовское.

Чукотская золотоносная провинция охватывает районы Чукотки, Магаданской и Камчатской областей. Золото связывают с дайками раннемезозойского возраста в гранитоидных массивах. Дайки выполнены кварцем и сульфидными рудами с золотом.

Широко известно месторождение Каральвимское на западе Чукотки. Концентрация золота в рудах достигает 12 г/т. Золото тонкодисперсное и трудноизвлекаемое. Наряду с коренным в провинции в год добывают до 10 т россыпного золота (россыпи: Гремучая, Ичувеевская, Иультинская, Рывеевская).

Колымо-Омолонская провинция открыта сравнительно недавно. Она включает в себя северо-восточные районы Магаданской области, Омолонский и Приколымский срединный массив. Наиболее известны месторождения (россыпные) — Тополовское, Иннахское, Столбовое. Среди коренных руд известно крупное золотооловянное *месторождение Кубака* в Омолонском районе. Это месторождение интересно с геологических позиций — оно обнаружено в вулканических породах девонского периода, а следовательно, служит признаком для обнаружения подобных вулканогенных месторождений в палеозое по всей территории области. Руда на месторождении высокого качества — золотосеребряная. В среднем в год добывают до 16 т золота. Среди комплексных месторождений довольно известно крупное месторождение Песчанка, представленное медномолибденовыми порфирировыми образованиями. Содержание золота незначительное (до граммов на тонну), но запасы его превышают запасы всех месторождений провинции.

Охотско-Чукотская провинция выделена в пределах Северо-Востока и Дальнего Востока России и связана с остродужным вулканизмом, охватывает южные районы Магаданской области и восточные районы Хабаровского края, прилегающие к Охотскому морю вплоть до устья р. Амур. Широко известны месторождения золотосеребряной специализации — Хаканджа, Карамкен, Нявленга, Ойра, Эвенское, Джульета, Дукат и др. К уникальным относится золотосеребряное месторождение Дукат, приуроченное к вулканогенным образованиям среди угленосной толщи в Балыгычано-Сугойском прогибе. Вулканоинтрузивный купол Дукат разбит серией ступенчатых сбросов, к которым приурочены основные рудные тела (М.М. Константинов и др., 1998). Руда имеет прожилкововкрапленный характер распределения, кварцхлоритадуля ровые и родонитовые составляющие. Содержание золота до 1 г/т, а серебра до 500 г/т. Глубина промышленного оруденения составляет от 70 до 600 м, что свидетельствует о больших запасах золота и серебра. Возраст оруденения в провинции поздний мел — палеогеновый (юго-запад провинции) до поздний мел — неогеновый (северо-восточная ветвь).

Территория **Дальнего Востока** (Сихотэ-Алинь и Приморский край) относится к Буреинско-Приамурской и Нижнеамурско-Приморской золотоносным провинциям. В пределах Буреинско-Приамурской провинции известны месторождения золота кварцсульфидного (Березитовое) и золотосеребряного (Покровское) типов. Они связаны с позднемезозойскими интрузиями и эффузивами кислого и среднего состава. В Селемджинском районе Амурской области широко известны крупное Токурское и связанные с ним мелкие месторождения — Унгличикан, Сагур и Харгинское. Оруденение приурочено к кварцштокверковым телам (рис. 5.27).

Токурское и подобные ему месторождения имеют аллювиальные россыпи, которые в настоящее время являются основными источниками россыпного золота в Амурской области и Хабаровском крае, на долю которых приходится до 30 % российского золота. Золото в основном связано с золотокварцевыми жилами в песчаносланцевых породах и в гранитах (месторождения: Многовершинное, Иманское, Белая Гора, Крутое, Дурминское, Салют и др.).

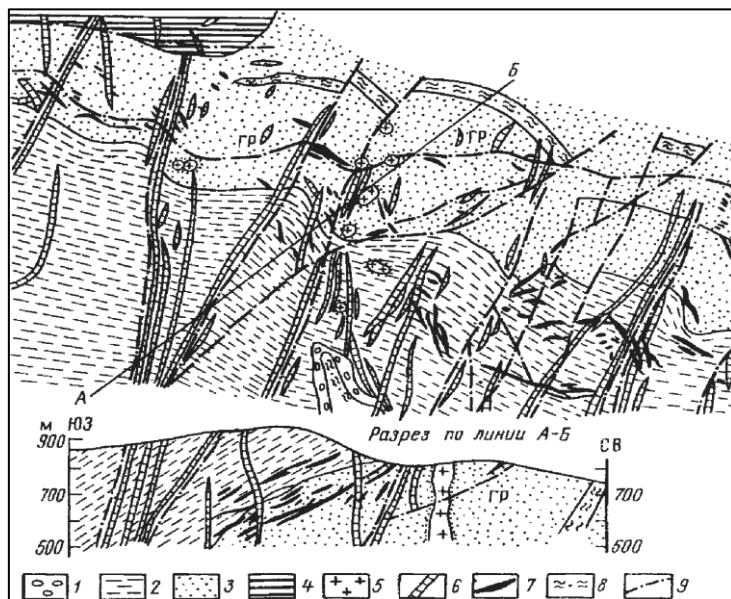


Рис. 5.27. Схема геологического строения района месторождения Токур. (По данным геологов Токурского рудника. 1992 г.). 1–4 — слабо и регионально метаморфизованные вмещающие породы палеозоя: 1 — аленусской, 2 — экимчанской, 3 — токурской, 4 — сагурской свит; 5 — штоки монцодиоритов; 6 — дайки кварцевых порфиров и диабазов; 7 — золото-малосульфидные продуктивные кварцевые жилы; 8 — окварцованные породы; 9 — разломы (ГР — главный разлом Токурского надвига)

Основное золото добывают на Многовершинном месторождении. Оруденение приурочено к зоне крупных разломов, протягивающихся на несколько километров при ширине в несколько сот метров.

Территориально вся Дальневосточная складчатая область отнесена к одноименной золотоносной провинции (Недра России, 2001).

Месторождения наиболее представлены гидротермальными жилами, линзами и штокверками в окварцованных и аргиллитизированных породах. Жилы кварцевые, мощностью 1–3 м. Руды золотосеребряные. Известны места в провинции, где золото добывают из коренных месторождений — Лермонтовское и Восток II (скарновые и грейзеноскарновые, шеелитовые руды), а также из многочисленных мелких россыпей золота — Хабаровский край, залив Петра Великого.

Территория **Корякского нагорья** и **Камчатки** относится к одноименной золотоносной провинции. Провинция территориально располагается на внешней части вулканических дуг активной (Азиатской) окраины Северной Евразии и продолжается на полуострове Аляска. На Корякском нагорье золото связано с интрузиями среднего состава, а также с вулканитами андезитобазальтовой серии молодого вулканизма. На Камчатке коренное золото приурочено к выходам на поверхность древних пород, а также к породам вулканогенным. Месторождения Сергиевское, Озерновское, Аметистовое, Агинское, Асачинское, Родниковое и др. относятся к золотосеребряному типу, локализованы в вулканокупольных структурах. Рудные тела выражены жилами, в основном — кварцхалцедонового и карбонатного состава. Содержание золота в рудах достигает десятков грамм на тонну. Добыча промышленного золота на Камчатке пока нерентабельна, хотя некоторые месторождения относятся к крупным (например, Аметистовое, где содержание достигает 16 г/т, а запасы свыше 100 т). Золото здесь более берут из россыпей. Крупнейшей россыпью считается Отроженский золотоносный район (Корякское нагорье), который ежегодно дает около 1 т золота. Известны и золотоплатиновые россыпи: Сойнавская, Эпельчикская, Алтынская и др.

На **Курильских островах** пока открыто одно месторождение золота — жильное Прасоловское (о. Кунашир), которое законсервировано временно из-за отсутствия средств на его освоение.

Остров **Сахалин** относится к одноименной золотоносной провинции. Здесь известны отдельные рудопроявления золотокварцевой и золотосульфидной формации (вдоль восточной окраины Центрального Сахалина, полуострова Шмидта и в других местах). Промышленное золото берут из нескольких аллювиальных россыпей (Лангерийская группа). Некоторые из россыпей разрабатывались драгой.

Серебро

Собственно серебряные месторождения встречаются редко, обычно они комплексные. Наиболее крупное месторождение серебра (золотосеребряная минерализация) — Дукат, расположенное на территории Охотско-Чукотского вулканического пояса (**северо-восток России**). Здесь выделено около десяти комплексных месторождений с промышленным содержанием серебра. (Дукат, Карамкенское и др.) Размер вулканоинтрузивного купола Дукат составляет 35 км² (площадь). Есть мнение, что промышленная золотосереброносность северо-востока России связана преимущественно с позднепалеозойско-мезозойской металлогенической эпохой, проявившейся внутри структурных зон — Яно-Колымской и Чукотской складчатых систем Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и структур более поздней активизации (А.И. Калинин, 1992).

Платина

В России наиболее крупные объекты платиноидов приурочены к платиновым провинциям **Сибирской платформы**.

Енисейско-Восточно-Саянская провинция включает территории Енисейского кряжа — Канский выступ, Протосаяны и Окинскую структуру. В провинции известны основные породы с Cu, Ni, Cr, Ti — платиносодержащей минерализации. Представляет значительный интерес в провинции Окинско-Китейский массив ультраосновных пород, в которых содержится 1,2 г/т МПГ. Металлы платиновой группы (МПГ) или платиноиды (рутений, родий, палладий, осмий, иридий, платина) относятся к группе сидерофильных элементов и связаны с элементами сульфидов Cu, Fe, Ni, с золотом, с сульфоарсенидами иногда с пироксенами и оливинами. Во всех отвалах, отработанных на золото месторождениях содержание МПГ достигает 4г/т, а также на коренных, разрабатываемых месторождениях: Олимпиадское, Советское, Эльдорадо, Зун-Холбинское и др.

Норильско-Таймырская провинция является основной по добыче МПГ в России (98 % запасов и 90 % добычи). Она приурочена к Норильско-Таймырскому рифту на западе Восточно-Сибирской платформы. Сульфидные (CuNi) месторождения содержат МПГ до 10 г/т: Талнахское, Норильское, Октябрьское и др. На Талнахском месторождении выделяют руды: сплошные, вкрапленные и прожилковые. Мощность залежей сплошных руд 15 м (15 залежей). Мощность прожилкововкрапленных и вкрапленных залежей от 1 до 180 м, в среднем 10 м. Запасы МПГ Норильского района оценены в 1,5 млрд т.

Алдано-Становая платиновосная провинция связана с комплексом пород зеленокаменных поясов и анортозитового массива Станового блока. Найдены богатые

ГЛАВА 5.

платиноидами позднерифейские алевролиты — 2 г/т. Оруденение локализовано вдоль зоны глубинного разлома (Бурхалинский). На востоке Алданского щита МПГ берут из россыпей — до 20 г/т (россыпи по р. Кондер свыше 50 км протяженностью).

Анабаро-Уджинская платиноносная провинция включает в себя Анабарское и Оленекское поднятия и окружающие их плитные комплексы. МПГ здесь связаны с трапповым магматизмом. В выходящих на поверхность дунитах (площадь выходов 600×330 км²) выявлены Ir, Rh, Os, Pt, Pd с содержанием металла до 9 г/т. До 40 % провинции платиноиды связаны с горючими сланцами, битуминозными песчаниками и доломитами протерозоя склонов поднятий. Значительные перспективы на МПГ связываются с железистыми кварцитами архейского возраста Анабарского щита.

Вилуйская платиноносная область приурочена к одноименной синеклизе, продуктивной на россыпное золото, содержащей до 35 % МПГ. Источником благородных металлов являются среднеюрские конгломераты, содержащие от 10 до 250 г/т платиноидов.

Таймыр и **Северная Земля** относятся к Таймыро-Норильской платиноносной провинции. На рассматриваемой территории выделяются три перспективных рудопроявления: 1) Студенистое золоторудное платиноносное; 2) Кунар углеродмедистосодержащее платиноносное проявление и Боатангинское — платиноносные осадочные формации.

Урал богат металлами платиновой группы — МПГ (старейшая в мире Уральская платиноносная провинция). Основные запасы платины связаны с интрузивным массивом (дунитгаббровой формации), а также с месторождениями титаномагнетитовыми, медносульфидными россыпями. Наиболее известные комплексные месторождения: Качканарское, Гусеводворское, Уктусское, Волковское, Райзейское. Основные перспективы на МПГ связываются с открытым в 1994 году месторождением Чудное, приуроченным к риолитам хр. Малдынырд, а также с медистыми песчаниками и сланцами Предуральяского прогиба и калийной соли Соликамского месторождения, содержащими 0,5–24 г/т МПГ.

По платине **Алтае-Саянская** складчатая область относится к потенциальноплатиноносной провинции. В Кузнецком Алатау в урритах Кия-Шалтырского массива в нефелинах содержится платина до 10 г/т. В золотокварцсульфидных рудах Коммунарского, Саролинского, Октябрьского и Синюхинского месторождений попутно с благородным металлом получают платину до 11 г/т.

Территория **Верхояно-Чукотской** складчатой области. Относится к одноименной платиноносной провинции. Происхождение платины гидротермальное. Приурочены платиносодержащие золотые и медно порфиновые месторождения к поясам: Яно-Колымскому, Колымскому, Аллах-Юньскому и Анюйскому. Например, на месторождении Песчанка в меднопорфиновых рудах содержится в мг/т: Pd — 125, Rh — 17,6, Pt — 16,2. Высокое содержание металлов платиновой группы отмечено в рудах месторождения Нежданинское (Верхоянье), а также в рудах месторождений Детринское (пермь), Ветренское, Топичанское (Иньяли-Дебинский прогиб), где Pt содержится до 3,8 г/т и Pd до 1,8 г/т.

По платине на территории **Дальнего Востока** выделяется Амурская платиноносная провинция (месторождение Вознесенское и месторождения Партизанской группы). Следует вторично подчеркнуть, что угли Приморья также содержат примесь платины и

в XXI в. при новых технологиях извлечения они станут объектами по добыче редких, рассеянных элементов и платиноидов.

В пределах Восточно-Азиатского кайнозойского подвижного пояса выделяется **Корякско-Камчатская** платиноносная провинция. Месторождения платиноидов имеют магматогенное и экзогенное происхождение. По площади магматических образований, содержащих минералы платиновой группы (осмий, иридий, палладий, платина) комплексы внушительны — 8000 км². Выделяют четыре пояса ультраосновных пород: Пенжинско-Пекульнейский, Корякский, Восточно-Камчатский и Олиторско-Центрально-Камчатский. В каждом поясе выделены участки с высокой минерализацией. Например, в Олиторском поясе оконтурен крупный рудоносный район — Сейнавский массив — 52 км², содержание МПГ (минералы платиновой группы) достигает 47 г/т. Геологи считают, что МПГ Корякско-Камчатской провинции по составу и условиям образования близки к уральскому типу и по запасам провинция выходит на второе место в России после Урала. Наиболее известны месторождения: Шанучинское (до 2 г/т), Кирганикское (до 0,3 г/т), о. Парамушир (вулкан Менделеева — до 0,8 г/т). Кстати, о вулканах — их тоже нужно относить к источникам платиноидов. Так, при извержении вулкана Головина (1975 г.) было вынесено на поверхность до 700 т (Меняйлов, 1984), что позволяет по-новому рассматривать их извержения.

Платиноносные россыпи остаются пока основным источником добычи МПГ. Первые сведения о добыче Pt относятся к 1911 г. (реки хр. Пекульней), а в 1923 г. заводчик М.Н. Мартынов отмыл Pt из россыпи «Золотое дно», в которой было золото и платина (Высоцкий, 1923). Крупнейшая россыпь платины оконтурена в юговосточной части Корякского хребта (Сейнавско-Тальмоэнанский узел) с прогнозными запасами свыше 100 т. Россыпь относится к иридиоплатинистому типу.

В провинции выделено 15 крупных россыпных узлов. Длина россыпей от 1 до 10 км, продуктивность по течению реки до 100 кг/км и более, встречаются иногда самородки. Особое внимание следует обратить на отработанные россыпи золота. Золото отбиралось здесь не менее чем 200 лет, а платину выбрасывали. При соотношении платины к золоту как 1–4 к 25 эти россыпи являются техногенными месторождениями МПГ, особенно при использовании новых технологий сбора платины и золота.

5.2. НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть. Газ

В настоящее время нефть и газ на **Восточно-Европейской** платформе добывают на Волго-Уральской антеклизе (в Предуральском прогибе), в Тимано-Печоре и в

ГЛАВА 5.

Прикаспийской низменности. О нефти между Волгой и Уралом знали давно. Еще в XVIII в. было известно о выходах нефти и асфальта на поверхности в Поволжье. Так, в 1752 г. волостной старшина Надыр Уразов обнаружил выходы нефти на р. Сон и подал в Бергколлегию прошение об организации керосиноперегонного завода. Заслуга открытия месторождений нефти и газа в на территории Волго-Уральской антеклизы принадлежит советским геологам во главе с крупным ученым И.М. Губкиным. Первая промышленная нефть была получена в районе Чусовских Городков еще в 1929 г. из пермских отложений, в 1932 г. — в Ишимбаевском районе близ г. Уфы, в 1939 г. нефть получили в Татарии (Ромашкинское, Бавлинское месторождения) из девонских отложений (впоследствии этому району дали название «Второго Баку»). В послевоенный период открытия нефтяных и газовых месторождений в Предуральском прогибе шли один за другим: Куйбышевское Поволжье, Сызрань, Волгоградская, Оренбургская области и др. Здесь открыто более 920 месторождений.

Первый фонтан нефти на юго-востоке платформы был получен в 1899 г. в местечке Кара-Чунгул, находящемся в верховье между реками Урал и Эмба с глубины 43 м, в 1911 г. было открыто небольшое месторождение нефти Доссор и в 1915 г. — Манат, а в годы войны Урало-Эмбенский район был основным поставщиком промышленной нефти (юрские и меловые надсолевые отложения).

Признаки нефтегазоносности рифейских и вендских отложений Московской синеклизы весьма показательны (рис. 5.28). Так, из рифейских отложений непромышленные притоки получены на Даниловской, Солигаличской и др. площадях. Из вендских отложений в нескольких скважинах на Даниловской площади были получены притоки высококачественной нефти. Извлекаемые ресурсы газа Московской синеклизы по рифейскому комплексу оцениваются в 1,6 млрд м³ и по вендскому комплексу — 2,2 млрд м³. Извлекаемые ресурсы нефти по рифейскому комплексу составили 3,4 млн т, а по вендскому — 1,8 млн т (Гаврилов и др., 2000).

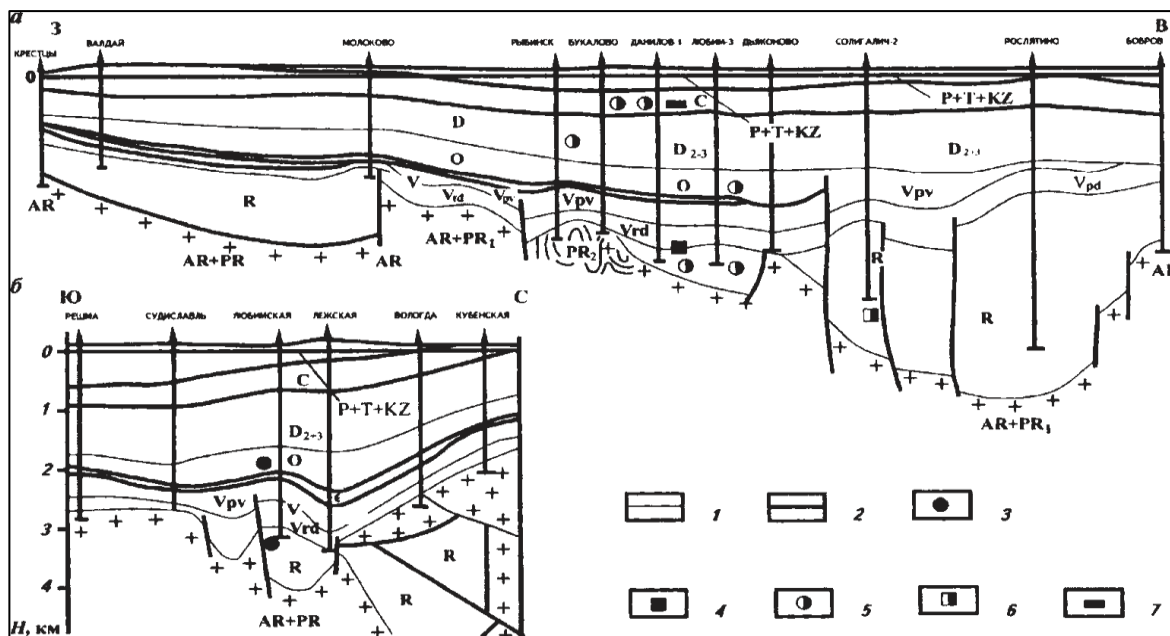


Рис. 5.28. Геологические профили Московской синеклизы [26]: 1 – крупные размывы; 2 – разломы; 3 – приток газа; 4 – приток нефти; 5 – признаки газа; 6 – признаки нефти; 7 – битумы

Для Мезенской синеклизы ресурсы нефти составили 665,9 млн т, причем основная часть их сосредоточена в рифейском комплексе (74 %) и лишь 26 % — в вендсконижнекембрийском. Суммарные извлекаемые запасы газа равны 98,5 млрд м³, из которых 84,9 млрд м³ приходится на рифейский комплекс и 13,6 млрд м³ — на вендский.

Тимано-Печорская провинция является одной из главных нефтедобывающих баз России. Здесь разрабатываются крупнейшие месторождения нефти, такие, как Усинское, Визейское, Вуктыльское и др. Наряду с нефтью добывают газ и конденсат на месторождениях Лаявойском, Васильковском и многих других (рис. 5.29.).

В качестве примера рассмотрим известные месторождения.

Ромашкинское нефтяное месторождение приурочено к южной вершине Татарского свода. Глубина залегания кристаллического фундамента на месторождении находится на отметках от 1600 до 1800 м. Площадь месторождения около 100 км. Оно многопластовое. Основные скопления нефти приурочены к продуктивному горизонту Д1 (пашийский), сложенному песчаниками нижней части верхнего девона (франский нефтегазоносный комплекс). Также нефтегазоносны линзы песчаников пластов Д2, Д3 (живетский нефтегазоносный комплекс) и песчаники бобриковского горизонта визейского нефтегазоносного комплекса нижнего карбона. Начальные дебиты нефти составляли 100–400 т/сутки. В настоящее время для получения 1 т нефти приходится закачивать в пласт до 3 м³ воды.

Оренбургское газоконденсатное месторождение относится к числу крупнейших. Расположено оно в пределах одноименного вала, осложняющего северную часть Соль-Илецкого выступа Восточно-Европейской платформы. Размеры месторождения внушительны (130–20–25 км) по кровле артинских отложений. Продуктивными отложениями на месторождении являются породы нижнепермского газоносного комплекса (карбонатные) и средневерхнекарбонатового (также карбонатные). Газонасыщенная мощность разреза составляет 560 м (Мельникова и др., 1968). Глубина залегания продуктивных толщ 1200–1900 м. Залежи массивные, с нефтяной оторочкой. Дебиты газа достигали 850 тыс. м³/сутки. Газ метановый (до 83 % метана).

В **Пермском Прикамье** в 1990х гг. геофизиками подготовлено более 600 структур, из которых открыто более 200 — крупных месторождений нефти. К крупным и известным относятся месторождения Осинское, Уньвинское, Шершневское, Архангельское и др. Общая площадь Пермского Прикамья составляет 160 тыс. км², из которых большая часть (115 тыс. км²) приходится на северо-восточную оконечность Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская антеклиза), а меньшая (45 тыс. км²) — на Предуральский прогиб. Одним из наиболее ярких примеров, характеризующих продуктивные отложения впадины, является крупное месторождение — Вуктыльское.

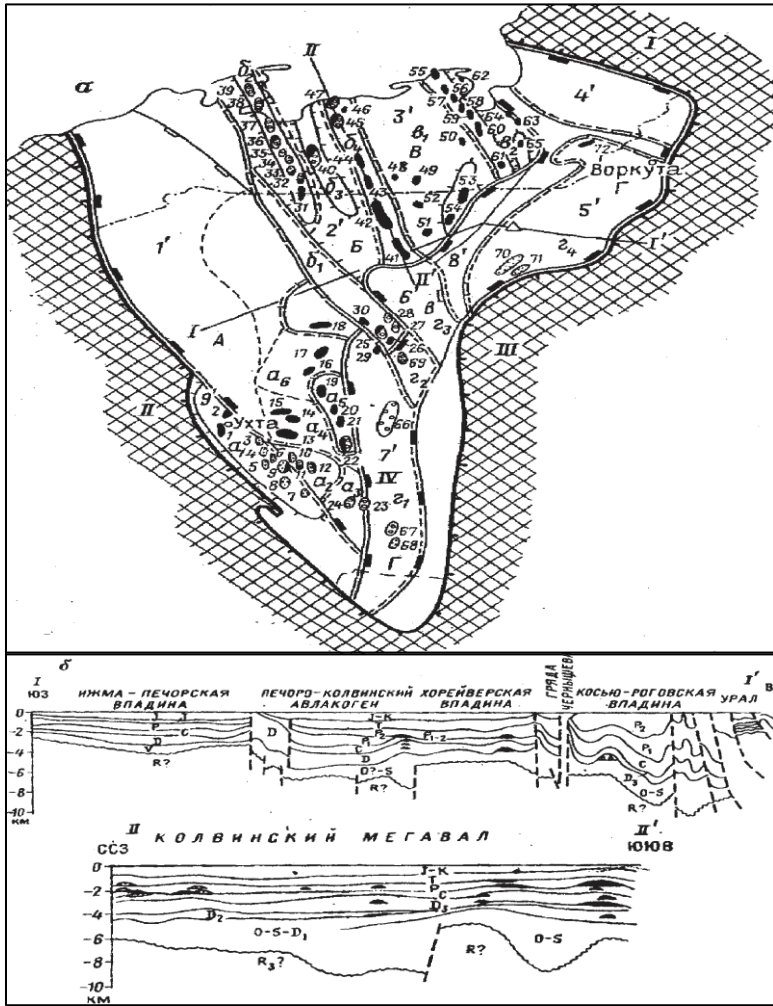


Рис. 5.29. Тимано-Печорская НГП:

а) карта размещения месторождений нефти и газа; б) геологические профили по линиям I-I' и II-II' (по В.И. Богацкому, Г.Ф. Буданову, В.С. Коваленко и др.). Крупнейшие тектонические элементы: I — Пайховский антик-линорий, II — Тиманский кряж, III — Уральская складчатая система, IV — Предуральский краевой прогиб; крупные тектонические элементы: 1' — Ижма-Печорская впадина, 2' — Печоро-Колвинский авлакоген, 3' — Хорейверская впадина и Варандей-Адзвинская структурная зона, 4 " — Кортаихинский прогиб, 5" — Косью-Роговская впадина, 6' — Большесынинская впадина, 7' — Верхнепечорская впадина, 8' — гряда Чернышева, 9' — Восточно-Тиманский мегавал.

Нефтегазоносные области (районы): А — Ижма-Печорская НГО (а1 — Учта-Ижемский НГР, а2 — Омра-Сойвинский НГР, а3 — Джебольский НГР, а4 — Велью-Тэбукский НР, а5 — Мичаю-Пашинский НГР, а6 — Верхнелыжско-Лемъюнский НР);

Б — Печоро-Колвинская НГО (б1 — Печоро-Кожвинский НГР, б2 — Шапкино-Юрьяхинский НГР, б3 — Лайский ГНР, б4 — Колвинский НГР); В — Хорейвер-Морсюская НГО (в1 — Хорейверский НР, в2 — Варандей-Адзвинский НГР); Г — Северо-Предуральская ГНО (г1 — Верхнепечорский ГР, г2 — Среднепечорский НГР, г3 — Большесынинский НГР, г4 — Косью Роговский ГНР).

Месторождения: 1 — Ярегское, 2 — Чибьюское, 3 — Куш-Коджское, 4 — Северо-Седиольское, 5 — Седиольское, 6 — Нямедьское, 7 — Зеленецкое, 8 — Западно-Изкосьгоринское, 9 — Вой-Возжское, 10 — Нибельское, 12 — Нижнеоринское, 13 — Джьберское, 14 — Южно-Тэбукское, 15 — Западно-Тэбукское, 16 — Лемъюское, 17 — Исаковское, 18 — Лузское, 19 — Мичаюское, 20 — северо-Савиноборское, 21 — Восточно-Савиноборское, 22 — Пашинское, 23 — Ждебольское, 24 — Прилукское, 25 — Кыртаельское, 26 — Югидское, 27 — Печогородское, 28 — Печорокожвинское, 29 — Южно-Кыртаельское, 30 — Северо-Кожвинское, 31 — Верхнегрубешорское, 32 — Пашиорское, 33 — Средне-серчейское, 34 — Южно-Шапкинское, 35 — Шапкинское, 36 — Ванейвисское, 37 — Василковское, 38 — Кужминское, 39 — Коровинское, 40 — Возейское, 43 — Харьягинское, 44 — Северо-Харьягинское, 45 — Ярейское, 46 — Южно-Хыльчуйское, 47 — Хыльчуйское, 48 — Восточно-Харьягинское, 49 — Мусюршорское, 50 — Северо-Хоседаюское, 51 — Баганское, 52 — Сандивейское, 53 — Салюкинское, 54 — Среднемакарихинское, 55 — Варандейское, 56 — Торавейское, 57 — Южно-Торавейское, 58 — Наульское, 59 — Лабоганское, 60 — Седьяинское, 61 — Черпайское, 62 — Тобойское, 63 — Сарембойское, 64 — Северно-Сарембойское, 65 — Надеюское, 66 — Вуктыльское, 67 — Рассохинское, 68 — Курьинское, 69 — Западно-Соплесское, 70 — Интинское, 71 — Кожимское, 72 — Падимейское

Жанажольское нефте-газозное месторождение приурочено к Жаркомысскому сводовому поднятию. Кристаллический фундамент залегает на больших глубинах (7000–8500 м). Сама Жанажольская структура представляет брахиантиклинальную складку размером 30х8 км, при амплитуде в 200 м, и простирающуюся на северо-восток. Под солевой комплекс на месторождении сложен раннепермскими и каменноугольными отложениями.

Месторождения нефти и газа **Сибирской платформы** связаны в основном с коллекторами верхнего протерозоя (рифейские и вендские нефтегазозные горизонты) и палеозоя (кембрийский, ордовикский, силурийский и девонский горизонты). На территории платформы оконтурено три самостоятельные нефтегазозные провинции. В составе каждой провинции выявлены от 15 до 30 месторождений. Часть из этих месторождений уже выработана. Так, в составе Лено-Тунгусской НГП выявлено 8 нефтегазозных областей и 4 района, в которых открыто свыше 20 крупных месторождений нефти и газа. В качестве примера, иллюстрирующего эксплуатацию рифейского и вендского горизонтов, остановимся на Юрубченском месторождении.

Юрубченское газонефтяное месторождение. Оно приурочено к доломитовым образованиям рифея, залегающим с размывом на кристаллическом протерозойархейском фундаменте. К интервалам интенсивной трещиноватости приурочены высокие притоки нефти (до 446 м³/сут).

На территории Лено-Виллюйской нефтегазозной провинции выявлено 9 газовых и газоконденсатных месторождений: Усть-Виллюйское, Собохаинское, Нижневиллюйское, Андылахское, Среднетюнское, Бодаранское, Соболах-Неджелинское, Голон-Мастахское, Средневиллюйское и др. Основные притоки нефти и газа приурочены к коллекторам в отложениях от пермских до верхне-юрских включительно. Нефть и газ Енисейско-Анабарского района (газо-нефтеносная провинция) связаны с открытием в 1966 г. газовых и газоконденсатных месторождений: Нижнехетское, Зимнее, Джангадское, Мессояхское и др. Всего здесь открыто 20 месторождений (по состоянию на 2000 г., Недра России, 2001). Промышленная нефтегазозность приурочена к отложениям верхней перми, юры и нижнего мела. Нефти пермских отложений легкие (0,76–0,80 г/см³) и качественные (серы — до 4,5 %), смолистые (20–24 %), парафинистые (до 9 %). Здесь оконтурены две крупные нефтегазозные области: Лено-Анабарская НГО и Енисейско-Хатангская ГО и более подробно нефтегазозные районы.

В Виллюйской синеклизе разрабатывается группа месторождений газа, связанных с меловыми отложениями (Средневиллюйское, Неджелинское, Сабахаинское и др.). Залежи газа открыты в Приверхоянском передовом прогибе — продуктивность связана с терригенными коллекторами верхней перми и мезозоя. В Ангаро-Ленском прогибе залежи нефти и газа приурочены к нижнекембрийским и вендским коллекторам. Они установлены также в надсолевом, межсолевом и подсолевом терригенном и терригеннокарбонатном комплексах (месторождения: Марковское, Криволужское, Илимское, Южно-Устькутское и др.). Промышленная нефтегазозность доказана для Тунгусской синеклизы и для Канско-Ботуобинской антеклизы. Нефть и газ в основном приурочены здесь к терригенным коллекторам нижнего кембрия.

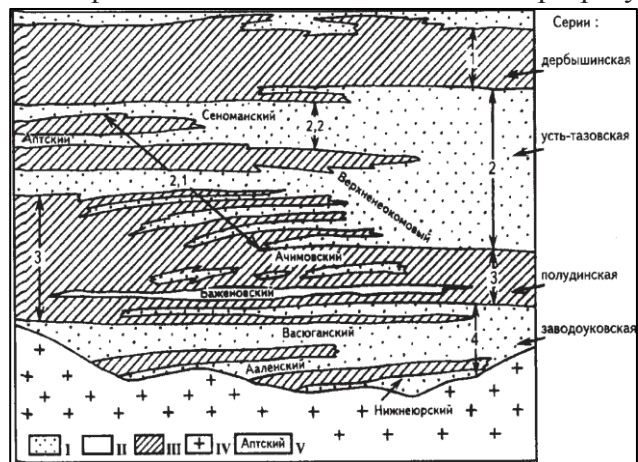
На **Таймыре** находится одно из самых северных в мире месторождений нефти — Нордвик. Нефтегазозными являются каменноугольные, пермские, триасовые и юрские отложения.

Месторождения нефти и газа **Казахстана** расположены преимущественно на югозападе — в Прикаспийской впадине (см. Восточно-Европейскую платформу). Широко известны месторождения Мангышлака, где с 1962 г. начали добывать нефть и газ из мезозойских отложений с глубин 1250–2400 м.

В **Южном Тянь-Шане** выделяется самостоятельный Ферганский нефтегазоносный бассейн, приуроченный к межгорной впадине (депрессии). Промышленная добыча нефти здесь началась еще с 1880 г. Нефть берут из юрских, меловых и неогеновых песчаноглинистых отложений с глубины около 3 км. Почти все месторождения многопластовые. Вместе с нефтью добывают озокерит из известняков и песчаников эоцена (месторождения Сель-Рохо и Шорсу).

В **Западной Сибири** располагается одна из крупнейших в мире одноименная нефтегазоносная провинция. Данная провинция в настоящее время является ведущей по добыче нефти и газа в России. На ее долю приходится 90 % добываемого газа и 70 % нефти. В Западной Сибири давно были известны признаки нефти в триасовых и палеозойских отложениях. Отмечались нефтепроявления так же на восточном борту Уральского хребта из отложений силура и девона. Систематические геологические исследования на нефть и газ начались в Западной Сибири с 1932 года. К этому времени И.М. Губкин обосновал идею открытия нефти восточнее Урала. В период с 1953 по 1959 г. был получен первый промышленный приток газа на Березовском месторождении, расположенном в низовье р. Оби. В последующем были открыты крупные месторождения нефти: Трехозерное, Шаимское, Самотлорское, Федоровское, Мегионское, Усть-Балыкское и др., а также на территории Ямала и островов Карского моря. Уникальные нефтегазоконденсатные: Васюганское, Уренгойское и др.; газовые — Медвежье и др. В наши дни газом Ямала отапливаются дома и работают предприятия не только в России, он подается по газопроводу на территории Белоруссии, Украины и Западной Европы, вплоть до Испании. Всего по состоянию к 2000 г. открыто более 500 месторождений нефти, газа и газоконденсата (И.Н. Гайворонский, 2000). По субъектам они распределены следующим образом: в Ханты-Мансийском АО открыто 9 крупнейших и 77 крупных месторождений, в Ямало-Ненецком АО — 129 крупных месторождений, в Тюменской области — 84. В остальных территориальных субъектах Западной Сибири (юг Тюменской, а также Новосибирская и Омская области) открыто 16 небольших месторождений. Общие потенциальные запасы газа Западной Сибири достигают 86 трлн м³ (90 % общероссийских запасов), промышленные запасы — 30 трлн м³ (80 % общероссийских запасов). Схематическое распределение нефтегазоносных объектов по разрезу приведено на рис. 5.32.

Рис. 5.32. Схематическое изображение нефтегазоносных объектов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты (по И.И. Нестерову и М.Я. Рудкевичу). I — коллекторы; II — нетрадиционные коллекторы; III — флюидоупоры; IV — породы фундамента; V — название региональных нефтегазоносных комплексов. Цифрами на схеме обозначены: 1 — крышка мелового комплекса; 2 — меловой комплекс: 2.1 — осложненная часть, 2.2 — неосложненная часть; 3 — крышка юрского комплекса; 4 — юрский комплекс



Самой богатой нефтегазоносной областью, как по запасам нефти, так и по объему ее добычи, является Среднеобская. Здесь расположено 9 крупнейших месторождений, среди которых можно назвать три уникальных: Самотлорское, Мамонтовское и Федоровское, превышающих по запасам другие 24 крупных месторождения, каждое из которых со держит в недрах нефти более 100 млн тонн.

Нефть и газ характерны для мезозойских и кайнозойских отложений Скифской эпигерцинской плиты. Основные перспективы связывают с глубоко погруженными отложениями триаса (более 5 км). Продуктивные горизонты приурочены к коллекторам мезозоя и кайнозоя. Основной продуктивный горизонт песчаники Майкопской серии. Крупными месторождениями являются Северо-Ставропольское, Кучугытинское, Прасковейское, Мирненское. В Астрахани в плиоценовых и четвертичных отложениях известно 5 газоносных горизонтов. В пределах Степного Крыма месторождения нефтегазоконденсата открыты в терригенных коллекторах нижнего мела (Гибовское, Октябрьское и др.). На базе Северо-Ставропольского и др. месторождений работают линии газоотвода Иотильнос — Москва (рис. 5.33).

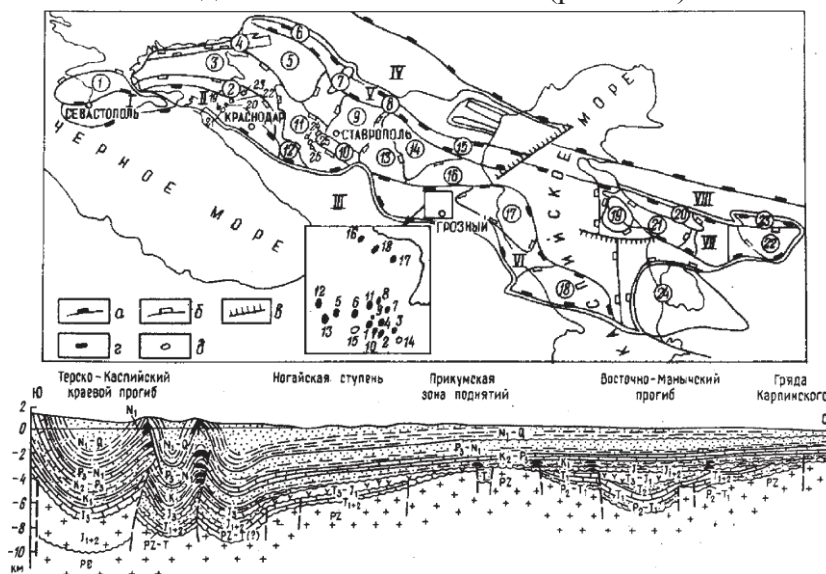


Рис. 5.33. Схема размещения нефтяных и газовых месторождений с залежами на глубинах более 4 км в Северо-Кавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинции и геологический профиль через Терско-Каспийский краевой прогиб и Прикумскую зону поднятий (по С.П. Максимова и др.). Границы тектонических элементов: а — крупнейших, б — крупных; в — разломы; г — нефтяные, д — газовые и газоносные. Тектонические элементы: I — Крымский мегантиклинорий, II —

Индо-Кубанский краевой прогиб, III — мегантиклинорий Большого Кавказа, IV — гряда Карпинского, V — Ма-нычская система прогибов, VI — Терско-Каспийский краевой прогиб, VII — Южно-Мангышлакско-Устюртская система прогибов, VIII — Мангышлакско-Центральноустюртская система поднятий; крупные цифры в кружках): 1 — Крымский свод, 2 — Тимашовская ступень, 3 — Азово-Ейский мегавал, 4 — Северо-Азовский прогиб, 5 — Ростовский свод, 6 — Тузлов-Манычский прогиб, 7 — Сальский вал, 8 — Гудиловский прогиб, 9 — Северо-Ставропольский свод, 10 — Южно-Ставропольская зона поднятий, 11 — Восточно-Кубанская впадина, 12 — Адыгейский выступ, 13 — Чернолесская впадина, 14 — Прикумская зона поднятий, 15 — Восточно-Манычский прогиб, 16 — Ногайская ступень, 17 — Сулакская впадина, 18 — Северо-Апшеронский прогиб, 19 — Песчаномысское поднятие, 20 — Жетыбай-Узеньская ступень, 21 — Жазгурлинский прогиб, 22 — Ассаксаудинский прогиб, 23 — Шахпахтинская ступень, 24 — Кара-Богазский свод. Месторождения: 1 — Старогрозненское, 2 — Октябрьское, 3 — Ханкальское, 4 — Гудермесское, 5 — Малгобек-Вознесенское, 6 — Эльдаровское, 7 — Брагунское, 8 — Правобережное, 9 — Андреевское, 10 — Минеральное, 11 — Горячейсточникское, 12 — Алак-Далатарское, 13 — Харбижинское, 14 — Бенойское, 15 — Датычское, 16 — Байджановское, 17 — Солончаковское, 18 — Надеждинское, 19 — Левкинское, 20 — Северо-Западно-Афинское, 21 — Дообское, 22 — Юбилейное, 23 — Ловлинское, 24 — Кошехабальское, 25 — Кузнецовское, 26 — Западно-Вознесенское

Нефть и *газ* — наиболее важные полезные ископаемые **Туранской плиты**. Основные продуктивные горизонты приурочены к юрским и меловым комплексам. В западных частях плиты (Устюрт, пов Бузачи, Южный Мангышлак и др.) открыты крупные месторождения углеводородов, связанных со среднеюрскими песчаниками (месторождения Каражанбас, Жетыбай, Узень и др.). На востоке Туранской плиты преобладают газовые месторождения, приуроченные к коллекторам в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях: Джарлак, Газли, Южный Мубарек. На юговостоке Туркмении (Амударьинская синеклиза) открыто более 50 месторождений газа, нефти и конденсата (рис. 5.34).

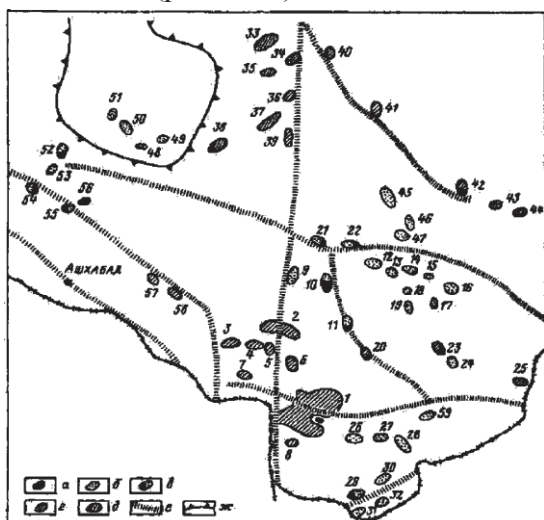


Рис. 5.34. Схема размещения месторождений газа, газоконденсата и нефти Юго-Восточной Туркмении. Месторождения: 1 — Даулетабад-Донмез, 2 — Шатлык (Джуджуклы-Шехетли), 3 — Теджен, 4 — Восточный Теджен, 5 — Молкер, 6 — Шоркель, 7 — Чаача, 8 — Шоргель, 9 — Еланы, 10 — Байрамали, 11 — Майское, 12 — Сейраб, 13 — Учаджи, 14 — Вост. Учаджи, 15 — счаная, 16 — Бешкызыл, 17 — Елкуи, 18 — Чамчаклы, 19 — Тутлы, 20 — Южная Иолотань, 21 — Кели, 22 — Шараплы, 23 — Яшлар, 24 — Молодежная, 25 — Шамола, 26 — Курукбели, 27 — Западный Карабиль, 28 — Карабиль, 29 — Моргуновское, 30 — Чеменибид, 31 — Ислми, 32 — Карачоп, 33 — Ачак, 34 — Наип, 35 — Стихийное, 36 — Сев. Балкуи, 37 — Кирпичли, 38 — Беурдешик, 39 — Гагаринское, 40 — Гугуртли, 41 — Кошабулак, 42 — Фараб, 43 — Саман-Теле, 44 — Метеджан, 45 — Багаджа, 46 — Чартак, 47 — Малай, 48 — Коюн, 49 — Курук, 50 —

Топджульба, 51 — Шиих-Дарваза, 52 — Модар, 53 — Сабур, 54 — Чирли, 55 — Кырк, 56 — Сев. Кырк, 57 — Вост. Кумбет, 58 — Караджаулак, 59 — Арнаклыч а — нефтяные, б — газовые, в — газонефтяные, г — газоконденсатные, д — газоконденсатнефтяные, з — глубинные разломы, ж — граница Центрально-Каракумского свода. (31,45).

На территории **Западной Украины** известность получил газ месторождения Дашавы, который долгое время обеспечивал Киев газом по газопроводу Киев-Дашава. Наиболее крупные месторождения нефти — это Долина, Биткова и Борислава. Они приурочены к надвику Скибовой зоны на Предкарпатский прогиб. Продуктивные горизонты песчаники эоцена — палеоцена. Небольшие месторождения углеводородов выявлены в центральной части Карпат (Чарна, Лике, Быстре и др.) в Закарпатье (месторождение Залужское и др.) — сарматские отложения. Большинство месторождений нефти и газа выработаны. Здесь известны также залежи озокерита (месторождение Бориславское).

Кавказ располагает значительными ресурсами нефти и газа. Наибольшая их часть сосредоточена в структурах Северного Кавказа (Предкавказье) и на территории Азербайджана. Сравнительно недавно получены небольшие притоки нефти из эоценовых отложений в Грузии (Рионский межгорный прогиб). Основной поток нефти и газа Грузия получает из России по трубопроводу.

Извлекаемых запасов нефти и газа на Кавказе осталось сравнительно немного (около 28 % от всего объема углеводородов мезокайнозойных комплексов). Значительная часть углеводородов была отобрана в послевоенные годы на Апшероне, в Азербайджане и др. Основные перспективы на углеводороды связываются с

ГЛАВА 5.

глубокопогруженными продуктивными горизонтами и пермотриасового и юрского времени в глубокопогруженных структурах Северного Кавказа (Россия) и Прикаспия (Азербайджан).

На **Керченском полуострове** выявлены также мелкие месторождения нефти, приуроченные к отложениям миоцен-олигоценного возраста.

Важнейшими полезными ископаемыми **Предкопетдагского прогиба** является нефть, связанная с коллекторами нижнеплиоценовых отложений (Прибалханская нефтегазоносная область.) Здесь известны крупные месторождения нефти: Небитдаг, Кумдаг, Челекен, Котуртепе и др.

В **Афгано-Таджикской впадине** выявлено 18 месторождений нефти и газа (рис. 5.35).

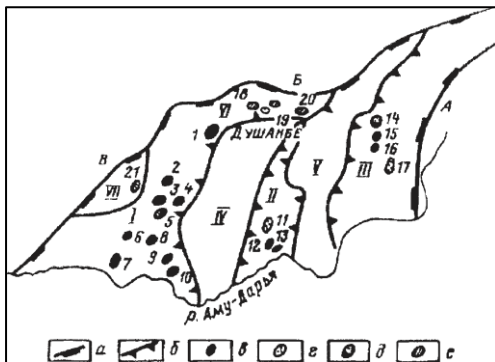


Рис. 5.35. Схема размещения месторождений нефти и газа в пределах Афгано-Таджикской впадины. Крупнейшие тектонические элементы: А — Памир, Б — Тянь-Шань, В — Отроги Юго-Западного Гиссара. Крупные тектонические элементы: мегасинклинали: I — Сурханская, II — Вахшская, III — Кулябская мегантиклинали: IV — Кафирниганская, V — Обигармская прогибы: VI — Душанбинский, VII — Байсунский. Месторождения: 1 — Северная Курганча, 2 — Миршада, 3 — Джалаир, 4 — Коштар, 5 — Ляль-Микар, 6 — Хаудаг, 7 — Учкызыл, 8 — Кокайты, 9 — Корсаглы, 10 — Амударьинское, 11 — Кызыл-Тумшук, 12 — Акбаши-Адыр, 13 — Кичик-Бель, 14 — Беитентяк, 15 — Сульдусы, 16 — Узунхор, 17 — Ходжа-Сартис, 18 — Шаамбары, 19 — Комсомольское, 20 — Андыген, 21 — Гаджак. Границы: а — Афгано-Таджикской впадины, б — крупных геоструктурных элементов. Месторождения, залежи: в — нефтяные, г — газовые, д — газонефтяные, е — газоконденсатные(45).

— Сульдусы, 16 — Узунхор, 17 — Ходжа-Сартис, 18 — Шаамбары, 19 — Комсомольское, 20 — Андыген, 21 — Гаджак. Границы: а — Афгано-Таджикской впадины, б — крупных геоструктурных элементов. Месторождения, залежи: в — нефтяные, г — газовые, д — газонефтяные, е — газоконденсатные(45).

Впадина представляет собой одноименную нефтегазоносную область, которая включает семь нефтегазоносных районов, приуроченных к крупным геоструктурным элементам. Скопления нефти и газа связаны с осадочными образованиями юры, мела и палеогена. На территории Северного Афганистана в настоящее время открыто 14 месторождений нефти и газа (рис. 5.36). В разрезе мезокайнозоя здесь выделено три нефтегазоносных комплекса: триасюрский, меловой (без верхней части сенонских отложений) и сеноннеогеновый (возможно, нефтегазоносный).

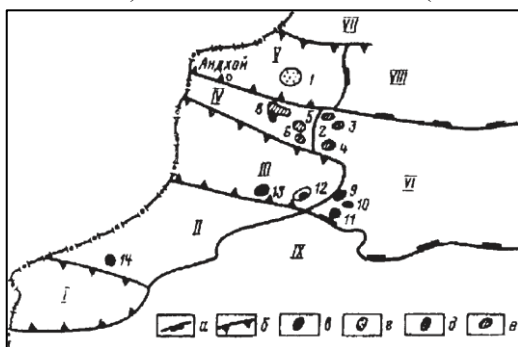


Рис. 5.36. Схема размещения месторождений нефти и газа в пределах Северного Афганистана. Крупные тектонические элементы: I — Кайсарский прогиб, II — Майманинский мегавыступ, III — Давлетабадский прогиб, IV — Андохийский мегавал, V — Обручевский прогиб, VI — Северо-Афганский мега-выступ, VII — мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссар, VIII — Афгано-Таджикская впадина, IX — мегантиклиналь Бандитуркестан. Месторождения: 1 — Джангаликоллон, 2 — Етымтаг, 3 — Ходжагугердаг, 4 — Ходжабулан, 5 — Башикурд, 6 — Джума, 7 — Джаркудук, 8 — Шакарак, 9 — Ангот, 10 — Акдарья, 11 — Кашкари, 12 — Базаркамин, 13 — Замрадсай, 14 — Алигуль. Границы геоструктурных элементов: а — крупнейших, б — крупных. Месторождения, залежи: в — нефтяные, г — газовые, д — газоконденсатные, е — газоконденсатнонефтяные(45).

Шакарак, 9 — Ангот, 10 — Акдарья, 11 — Кашкари, 12 — Базаркамин, 13 — Замрадсай, 14 — Алигуль. Границы геоструктурных элементов: а — крупнейших, б — крупных. Месторождения, залежи: в — нефтяные, г — газовые, д — газоконденсатные, е — газоконденсатнонефтяные(45).

В пределах **Северо-Восточной Сибири** выделяют Лено-Вилюйскую газоносную область в Предверхоянском прогибе, в которой перспективы на газ связывают с юрскими и меловыми отложениями. В нефтегазоносном отношении перспективны прогибы и впадины области: Ольджайский, Олойский прогибы, Зыряновская впадина и др. В составе Верхояно-Колымской складчатой области в ее крайнем восточном обрамлении геологинефтяники выделили Анадырско-Наваринскую самостоятельную нефтегазоносную область (СНГО). Располагается Анадырско-Наваринская СНГО на территории акватории Беренгова моря и лишь малая часть — на Камчатке. В тектоническом плане она соответствует Анадырской впадине и Наваринскому прогибу (рис. 5.37). Площадь области достигает 135 тыс. км². Максимальная мощность осадочного чехла до 10 км. Прогнозные ресурсы сосредоточены в песчаноглинистых отложениях миоцена и палеогена.



Рис. 5.37. Анадырский и Наваринский бассейны (по О.Н.Супруненко) 1 — границы нефтегазоносных бассейнов: I — Анадырский, II — Наваринский, 2 — Чукотско-Сewardский массив, 3 — поднятия: Д — Дионисия, Зл — хр. Золотого, А — Анаутское; 4 — Анадырско-Корякская складчатая область, 5 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 6 — разломы, — прогибы: 1 — Креста, 2 — Центральный, 3 — Майницкий, 4 — Лагунный, 5 — Центрально-Анадырский, 6 — Меридианный, 7 — Корякский, 8 — Лаврентьевский, 9 — Северо-Наваринский, 10 — Наваринский, 11 — Пенакл: 8 — континентальный склон, 9 — рифтогенные грабены, 10 — линии профилей

Промышленную нефтегазоносность области показывают результаты освоения месторождения нефти — Верхне-Экинского. Месторождение приурочено к антиклинальной складке размером 10 на 1,25 км и амплитудой 210 м. Продуктивные песчаные отложения (миоцен) расположены на глубине 1400–1600 м. Дебит нефти составил 38 м³/с (на 10 мм штуцере).

На **острове Сахалин** ведущее место принадлежит **нефти**. Сахалин является, пожалуй, единственным нефтегазодобывающим районом на Дальнем Востоке. Первое месторождение нефти здесь было открыто в 1923 г. (Охинское). В неогеновых отложениях выделено до 22 продуктивных горизонтов. Прослеживается зональность залегания углеводородов — на глубинах до 2 км нефтяные залежи, а в интервале 2–3 км — газовые. Нефтяные месторождения располагаются на востоке и севере острова (Оха, Эхаби, Парамай, Нутово, Тунгор, Календо и др.) и приурочены к верхнему миоцену (Окозбыкайская свита). Значительные перспективы на нефть и газ связывают с открытием в 1999 г. промышленной нефти на шельфе Сахалина. Наряду с нефтью известны место рождения каменного и бурого углей и торфа (Александровский, Углегорский, Южно-Сахалинский и др. бассейны каменного угля).

Уголь. Горючие сланцы. Торф

Уголь Восточно-Европейской платформы. Он давно привлекал внимание поисковиков. Еще при Петре I на Дону (Донбасс) были найдены выходы угля на поверхность, а в 1913 году здесь добывалось до 90 % российского угля. Значение

ГЛАВА 5.

Донбасса (Украина, Ростовская область России) не теряет значения и в наше время. Площадь Донецкого бассейна в составе Днепровско-Донецкой впадины составляет 60 тыс. км². Продуктивная толща (средний и верхний карбон) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками около 20 км, в которой выделено свыше 300 угольных пластов, мощностью от 0,5 до 2 м запасы угля, подсчитанные по Донбассу, составляют более 100 млрд т. Правда, извлекать этот уголь становится сложно и дорого. Глубина забоев (средняя) превысила 500 м.

На севере платформы выделяется крупный угольный бассейн — Печорский. Площадь его большая — 90 тыс. км². Продуктивные угольные пласты приурочены к пермским отложениям, мощность их 6 км. Глубины шахт достигли 1900 м. Уголь каменный, коксующийся, запасы его оценены в 45 млрд т.

В центре Восточно-Европейской платформы расположен крупный угольный бассейн, приуроченный к нижнекаменноугольным образованиям (пески, глины) Московской синеклизы. Площадь бассейна внушительна — 120 тыс. км², мощность пластов с углем меняется в широких пределах от 10 до 180 м. Угли бурые. Общие запасы угля достигают 24 млрд т. На западе платформы выделяется Львовско-Волынский угольный бассейн, связанный с нижнекаменноугольными породами, в которых, по подсчетам, запасов угля более 1,7 млрд т. Из других бассейнов угля крупные — Камский (занимает часть территории Татарской, Башкирской республик и Пермской области).

Горючие сланцы. Горючие сланцы на Восточно-Европейской платформе связаны с ордовикскими и юрскими отложениями. Добывают сланцы в основном в Эстонии (с месторождения Кохтла-Ярве) и Ленинградской области (г. Гдов). Мощность пласта горючих сланцев достигает 3,2 м, запасы оцениваются в 20 млрд т. Горючие сланцы открыты в Беларуси, в Коми, Кировской и Костромской областях, в Чувашской и Мордовской республиках, в Куйбышевском Поволжье (близ Саратова). Запасы горючих сланцев европейской части России составляют 6,5 млрд т. Месторождения угля **Сибирской платформы** уникальны по запасам. На их долю приходится 2/3 запасов угля Северной Евразии. Здесь выделяются следующие бассейны: 1 — Тунгусский (каменноугольный), 2 — Канско-Ачинский (буроугольный), 3 — Иркутский (каменно и буро-угольный), 4 — Оленекский (горючесланцевый), 5 — Ленский (каменноугольный), 6 — Синско-Майский (каменноугольный), 7 — Южно Якутский (буроугольный). Залегают угли в основном в породах юрского и мелового возраста, в *Тунгусском бассейне* угленакопление происходило в палеозое.

Расположен *Тунгусский угольный бассейн* на территории одноименной синеклизы размером свыше 1 млн км². С востока на запад площадь бассейна пересекается реками Ниж. Тунгуской, Подкаменной Тунгуской, в восточной части — р. Вилюй и ее притоками. Первые сведения о месторождении были получены географом А.Л. Чекановским в 1873 г. по р. Нижн. Тунгуске от ее верховья до устья. Мощность угленосных отложений достигает 1350 м, количество пластов угля от 2 до 27, с рабочей мощностью до 88 м. Угли по качеству разные: антрациты, каменные, коксующиеся и переходные в бурые угли. Зольность углей составляет 8–13 %. На большей части территории угленосные отложения перекрыты туфогенной и эффузивной толщами, мощностью до 900–1200 м триаса и верхней перми.

Ленский бассейн имеет площадь свыше 600 тыс. км². Мощность угленосных отложений достигает 3000 м. Угли бассейна сильно отличаются по угленосности (западная и центральная части) с пологозалегающими пластами бурых и

длиннопламенных углей и восточная складчатая Приверхоянская часть с углями от длиннопламенных до коксующихся.

В разрезе насчитывается от 15 до 35 пластов рабочей мощности. Добыча угля осуществляется открытым и подземным способами. В углях под считаны запасы метана — 8411 млрд м². Природные условия освоения месторождений Ленского бассейна сложные.

Южно-Якутский угленосный бассейн расположен в южной части Алданского региона. Бассейн представлен энергетическими и коксующимися углями, верхние горизонты которого разрабатывают открытым способом на Нерюнгринском, Эльгинском и Чульмаканском месторождениях. Угленакопление юрского возраста, мощность угленосной толщи — 1600 м, до 45 пластов с рабочей мощностью от 0,7 до 56 м. Ресурсы метана — 190 млрд м³. Уголь бассейна используют для нужд Южной Сибири и Дальнего Востока.

На **Северном Таймыре** есть крупные месторождения угля, приуроченные к отложениям татарского яруса верхней перми. Например, на Таймыре оконтурен крупнейший Таймырский угольный бассейн.

На **Урале** наиболее известны следующие бассейны угля и горючих сланцев: Кизековский, Челябинский, ЮжноУральский, а также Егоршино-Калинский и Буланаш-Уральский угленосные районы, северная часть Юрского бассейна и Сосьвинско-Салехардский бассейн (закон сервированы по сложным природноэкономическим условиям освоения), и горючие сланцы Южно-Приуральской сланценосной площади. Наряду с углем учитывается присутствие промышленного метана. Так, на Кизеловском бассейне в углях подсчитано до 10 млрд м³ метана.

Запасы угля (геологические) — около 1 млрд т.

Следующий угленосный бассейн — Челябинский — расположен на Южном Урале. Возраст угленосной толщи (мощность до 2 км) — юрскотриасовый. Прогнозные запасы угля значительны — 1,6 млрд т. Южно-Уральский бассейн имеет внушительные размеры (его протяженность составляет свыше 350 км), но угли — бурые (палеогенового возраста) и используются в основном на местные нужды. Запасы угля (геологические) — 1,7 млрд т, разрабатываются с помощью карьеров.

Угля в Казахстане довольно много. Основным потребителем угля выступают Южный Урал. Наиболее известные месторождения выявлены в Карагандинском и Экибастузском угленосных бассейнах. Карагандинский бассейн был открыт в 1833 г. местным жителем Аппак Байжановым. Общая угленосная мощность составляет свыше 120 м, в которой выявлено 66 рабочих пластов (рис. 5.38). Площадь бассейна — более 3 тыс. км². Разработка осуществляется открытым способом с помощью разреза, а также с помощью шахт. Угли коксующиеся, представляют интерес для металлургии и железных дорог. Из других месторождений угля следует назвать крупное месторождение бурых углей в Узбекистане — Ангренское и ряд других месторождений каменного угля и антрацита в Южном Тянь-Шане. Это Шурабское и Раватское месторождения.

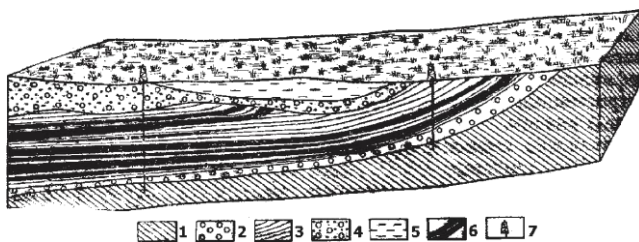


Рис. 5.38. Карагандинский угольный бассейн: — породы палеозойского возраста; 2–6 — породы мезозойского возраста: — конгломераты, 3 — угленосная свита, 4 — конгломераты, песчаники, 5 — глина, 6 — угольные пласты; 7 — буровые скважины [31, 67]

Представляет интерес Раватское месторождение, но не с позиции запасов, а как исторический факт для туристов и географов. Здесь с доисторических времен известен подземный пожар. Еще сегодня днем можно увидеть клубы дыма, поднимающегося на месте выгорания угля, а ночью хорошо видны языки пламени. Уголь высокого качества, антрацитовый, почти весь выгорел. В местах горения на поверхности образуются скопления кристаллов нашатыря, представляющего ценность для медицины (о нем упоминал в своих трактатах известный средневековый ученый-медик Авиценна).

В **Томь-Колывановской** складчатой зоне **Алтае-Саянской** области выделяется Горловский каменноугольный бассейн, угленосные толщи в котором приурочены к каменноугольным отложениям. В Южной Сибири известны также месторождения угля, связанные с одноименными угленосными бассейнами: Минусинский, Тувинский (Улухемский), Иркутский, Канско-Ачинский и др. В каждом бассейне выделены группы месторождений. Почти все эти бассейны связаны с впадинами карбонового и юрского времени заложения. Например, Иркутский бассейн, занимающий Присянскую палеозой-мезозойскую впадину, протянувшуюся от Байкала до Нижнеудинска. Запасы каждого бассейна огромны. Так, запасы Канско-Ачинского бурогоугольного бассейна составляют 1220 млрд т. Добыча угля осуществляется открытым способом. По качеству угли высокококсуемые марки ЖКЖ, КК2 и частично ОС. Запасы этих углей составляют 350 млн т и они пригодны для открытой разработки.

В Кузнецком прогибе расположен Кузнецкий каменноугольный бассейн, имеющий важное значение для Южного Урала, Южной Сибири и востока России. Открыты угли были в 1721 г. рудоискателем Алексеем Волковым, а использование угля в промышленных масштабах началось с 1771 г. Запасы угля составляют 643 млрд т.

Уголь **Западной Сибири** сосредоточен в основном в Горловском и Кузнецком угольных бассейнах, а Кузнецкий бассейн по своим значительным размерам (26,7 тыс. км²) относится к числу главных угольных регионов Северной Евразии. Всего в бассейне выделяется 126 рабочих угольных пластов разной мощности — от 1,3 до 30 м. Угли малозольные, содержат небольшое количество серы (0,4–0,6 %) и фосфора (до 0,12 %). В углях Кузнецкого бассейна содержатся значительные запасы метана (до 13 трлн м³), добыча которого рентабельна при отработке угольных пластов в качестве самостоятельного сырья.

Горловский угольный бассейн имеет продуктивную толщу 900 м и общие запасы угля в 7,6 млрд т.

На **Туранской плите** бурый уголь залегает в виде небольших линз среди угленосных отложений нижней и средней юры (месторождения Аусарское, Нияз-Булакское и др.).

На территории **Карпат** в районе Вышлова в Закарпатье выявлен ряд мелких угольных площадей, приуроченных к песчаноглинистым отложениям верхнего плиоцена (Березовское, Чопское).

Месторождений угля на **Кавказе** немного. Эксплуатируется в Грузии **Ткибульское** месторождение угля, расположенное вблизи Кутаиси. Известны месторождения коксующихся углей юрского возраста в Абхазии — Ткварчельское. Разрабатывают угли подземным способом с помощью шахт и штолен.

В пределах **Верхоянского антиклинория** месторождения связаны с верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями и приурочены в основном к Ленскому

угленосному району (Кангаласское месторождение бурого угля, Сангарское месторождение каменного угля). Значительные перспективы связывают с открытием Зырянковского угольного бассейна (месторождение Буор-Кемюское и др). В районе Магаданской области выделяется Аркагаалинский каменноугольный бассейн, в 750 км к северозападу от г. Магадана. Приурочен бассейн к южной части Яно-Колымской складчатой области и расположен на стыке Иньяли-Дебинского синклинория и Аян-Уряхского антиклинория, разделенных Чай-Урьинской зоной глубинных разломов. Аркагаалинский бассейн расположен в зоне распространения многолетней мерзлоты мощностью от 80 до 240 м. Мощность угленосных отложений до 400 м, ширина их 2–6 км, длина — 60 км. Рабочих пластов — 3, мощность их от 0,2 до 14 м. Запасы углей 1 млн т. Добыча ведется с помощью шахт и разреза. Уголь для нужд г. Магадана берут здесь начиная с 1932 г.

На **Дальнем Востоке** известен *Партизанский каменноугольный бассейн*, который включает обширную площадь распространения нижнемеловых угленосных отложений в южной части Приморского края (в 140 км от Владивостока). Продуктивная толща (сучанская серия — барремальбские образования) включает до 60 пластов и линз угля, из которых 16 пластов — рабочие. Общая мощность рабочих пластов 35 м, глубина их залегания от 600 до 1200 м. Запасы каменных углей около 1 млн т.

Западнее Партизанского расположен *Угловский бурогоугольный бассейн*. В его составе выделяют известные месторождения: Угловское, Артемовское и Тавринское. Мощность угленосных отложений в бассейне колеблется от 400 до 600 м, общее число угольных пластов достигает 40, а

Буреинский каменноугольный бассейн расположен в верхнем и среднем течении р. Буреи в западной части Хабаровского края. Уголь здесь известен был давно, но изучение бассейна началось в 1932 г. в связи с появлением г. КомсомольсканаАмуре. Запасы углей бассейна значительны — 25 млрд т.

Наряду с Буреинским бассейном в Приморье известен *Раздольненский каменноугольный бассейн*, в котором выявлено несколько месторождений: Липовецкое, Ильичевское, Константиновское, Уссурийское, Занадворовское. Толща мезозойских отложений здесь 5000 м. Соответственно угленосная мощность — 1400 и 400–600 м. Мощность угольных пластов 2–14 м.

В среднем течении р. Тырма, в 140 км на юговосток от Буреинского массива, оконтурено крупное Тырминское месторождение каменных углей.

На острове *Сахалин* уголь приурочен к осадочновулканогенным породам верхнего мела и палеогена. Например, в Александровском угленосном районе угленосные толщи верхнего мела и палеогена содержат до 35 пластов каменного угля. Пласты с углем залегают на глубинах от 300 до 500 м. В Углегорском районе угленосные толщи молодые — палеогеннеогеновые. Количество пластов до 14, и залегают они на глубинах 400–600 м.

Торф.

Торфа на территории Западно-Сибирской плиты много. Процесс его накопления происходит и в настоящее время (не менее 10 млн т. в год). В некоторых районах его мощность достигает 100 метров, а площадь болот с торфом — более 1,5 млн км².

Сапропель. Россия обладает значительными запасами сапропеля (свыше 250 млрд м³). Основное количество месторождений находится на европейской части страны:

ГЛАВА 5.

Северо-Западный регион (242 месторождения), Приволжский (58), Центральный (120), Коми (4), общей площадью свыше 1,8 млн га.

Соли

Основные месторождения калийных солей **Восточно-Европейской** платформы расположены в Беларуси (Старобинское месторождение) и в Донецкой области (Украина). В Беларуси (Припятский прогиб) соли выражены пластами на глубине 350–950 м, мощность калийных солей от 1 до 25 м, а каменных солей — от 6 до 20 м. Основные калиеносные бассейны России в пределах Восточно-Европейской платформы: Калининградский, Приуральский и Прикаспийский. В Прикаспийском бассейне калийные соли добывают одновременно с каменными в небольших количествах на о. Эльтон.

Месторождения каменной соли **Сибирской древней платформы** приурочены к кембрийским образованиям. Известно крупное Угольное на р. Ангаре, в 60 км от Иркутска, а также Олекминское месторождения. Сравнительно недавно бурением открыта уникальная по размерам Непская соленосная провинция калийных и натриевых солей. Предполагают, что это самая крупная в мире соленосная провинция (Жарков М.А., Мерзляков Г.А., Яншин А.Л., 1982).

На северном **Урале** выделена крупная соленосная провинция площадью свыше 6500 км² (Верхнекамское месторождение). Запасы калийных и магниезальных солей оценены в 30 млрд т. Добыча солей осуществляется на глубинах свыше 400 м, на базе данного месторождения работают Соликамский и Березовский калийные комбинаты. Разведанные запасы калийных солей — 2,7 млрд т. (рис. 5.39).

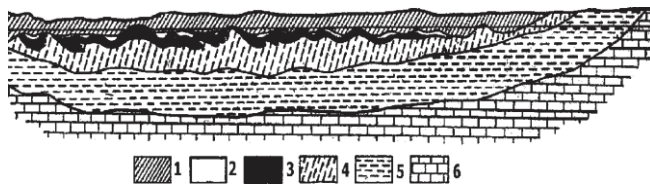


Рис. 5.39. Верхнекамское месторождение калийных солей [67]. 1 — глинистомергельная толща, 2 — покровная каменная соль, 3 — калийные соли, 4 — подстилающая каменная соль, 5 — глинистая толща, 6 — мергели и известняки

На **Туранской** эпигерцинской плите широко известно месторождение соли, связанное с современным накоплением в районе залива Кара-Богаз-Гол. Здесь добывают галит, гипс, мирабилит и др.

В **Карпатах** выявлен ряд месторождений каменной соли — в Закарпатье (месторождение Солотвинское), в Предкарпатье (Калуш, Стебник и др.).

В пределах **Копетдага** месторождения каменной соли и мирабилита открыты в районе Казанджика, приуроченные к антропогеновым отложениям.

На территории **Таджикистана** в Кулябской мегасинклинали с доисторических времен известна уникальная соляная гора Ходжа-Мумын высотой до 900 м, запасов соли в которой хватит всему человечеству на 200 лет (рис. 5.40).



Рис. 5.40. Соляной купол Ходжа-Мумын (фото И.Карловича)

Апатиты. Фосфориты

Апатиты Восточно-Европейской платформы являются основным видом сырья для получения фосфорных удобрений. Главные запасы апатитов России и Евразии сосредоточены на Хибинском месторождении и связаны с рудами, приуроченными к кольцевым интрузивным структурам щелочных и ультраосновных пород Кольского полуострова (рис. 5.41). Рудные тела на этом месторождении образуют пастообразные и линзообразные формы, мощность которых изменяется от 20 до 150 м. Содержание P_2O_5 в рудах достигает 27 %. Запасы апатитовой руды оценены около 4 млрд т. Россия — единственная страна, где общие запасы фосфорного сырья определяют апатиты — 95 %, и лишь 5 % приходится на фосфориты. Апатиты добывают на месторождениях Хибинской группы (6 месторождений) и комплексном Ковдорском на Кольском полуострове (96 % добычи всех фосфатов). Месторождения Хибинской группы являются уникальными, запасов руды здесь хватит на 80–85 лет. Но брать руду с поверхности уже не представляется возможным, предпочтение будет отдано подземной добыче сырья.

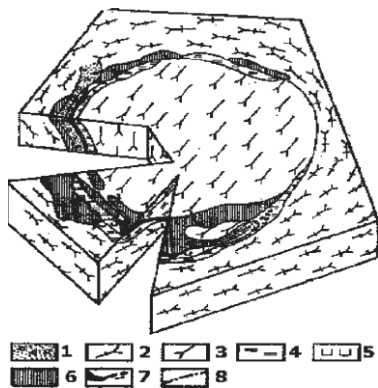


Рис. 5.41. Хибинское апатит-нефелиновое месторождение [67]: 1 – песчаники и конгломераты; 2-5 – ультраосновные породы; 6 – щелочные породы; 7 – апатит-нефелиновые залежи; 8 – тектонические нарушения.

Восточно-Европейская платформа выступает главным регионом развития фосфоритоносных бассейнов: Прибалтийский, Брянско-Курский, Вятско-Камский, Ульяновско-Самарский, Саратовский. Фосфориты Прибалтики (Эстония и Ленинградская область) связаны с осадочными образованиями ордовикского возраста, а фосфориты Московской (Егорьевское месторождение) области, Брянской (Полпинское), Смоленской, Орловской, Калужской, Воронежской, Курской (Щигровское), Харьковской областей (Украина), Беларуси связаны с отложениями верхнего мела. Мощность продуктивных пластов составляет 10–15 м, а содержание P_2O_5 достигает 12 %.

Сибирская платформа выделяется в самостоятельную фосфоритовую провинцию (в т.ч. апатитовую), где представлены разные геологопромышленные типы месторождений. Большинство месторождений расположено в сложных географических и геологических обстановках. Например, Енисейский апатитовый бассейн (месторождения Татарское и Чуктукон) в Забайкалье (Селингинская, Сыннырская, Витимская, Забайкальская зоны и др.). Начато освоение крупного месторождения фосфоритов Бирикээнского в Якутии. К югу в 30 км от Алдана апатит берут из Селегдарского месторождения. Связано оно с гнейсами архейского возраста. Рудоносная площадь составляет свыше 3 км². Содержание P_2O_5 в руде до 7 %.

Фосфориты Казахстана добывают на крупном месторождении Каратау. Это второе по величине (после России) месторождение на фосфорное сырье. Открыто месторождение было советскими геологами в 1936 г. Приурочено оно к крупному бассейну протяженностью 200 км при ширине до 25 км и мощностью пластов до 44 км. Углы падения пластов 25–30°. Содержание P_2O_5 в рудах — до 30 %. Разрабатывают фосфориты с помощью карьеров.

На территории Байкало-Охотской складчатой области открыты сынныриты.

Сынныриты. Сыннырское месторождение расположено в 100 км. к северу от ст. Уоян на трассе БАМа и приурочено к одноименному массиву псевдолейцитовых пород — сынныритов. Сынныриты — новый вид комплексного калийноглиноземного сырья, из которого возможно получение бесхлорных калийных удобрений, глинозема, поташа, цемента и соды. Содержание К и Al в породе составляет до 40 %.

Сера

Месторождения самородной серы находятся в **Среднем Поволжье**. Связаны они с карбонатными породами нижнепермского возраста. В разрезе выделено до восьми сероносных горизонтов с содержанием серы в порах и трещинах породы до 25 %. Больше всего серы в России (90 %) добывают на месторождениях нефти и газа (Астраханское и Оренбургское), которая расходуется для производства фосфатных удобрений.

На территории **Казахского мелкосопочника** и **Тянь-Шаня** известны небольшие месторождения серы.

В Туркмении известно месторождение Гаурдакское.

На **Камчатке** и **Курилах** (о-ва Парамушир, Итуруп, Кунашир) место рождения серы связаны с вулканидами палеогена, неогена и современного вулканизма.

Барит. Целистин

Значительная часть *барита* сосредоточена в **Казахстане**. Барит добывают на месторождениях Миргалимсайском, Карагайлинском, Кайракты, Майкаин и других. На **Урале** барит добывают близ Златоуста из месторождения Медведовское, где барит приурочен к гидротермальным жилам в колчеданнополиметаллических рудах и в карбонатных толщах докембрия.

В **Алтае-Саянской** складчатой области выделена группа баритполиметаллических месторождений, расположенных на северо-восточном склоне Салаирского хребта (Салаирская группа месторождений). Барит здесь берут попутно вместе с золотом, свинцом и цинком. Барит заключен в трещинах и линзах по нижнепалеозойским эффузивам и туфам. Мощность жил достигает 50 м, а на глубину они простираются до 300 м. Содержание барита в руде высокое — 50–55 %.

Кавказ богат баритом. Основные запасы барита сосредоточены на месторождениях Грузии. Эксплуатируется *Кутаисское* месторождение. В рудах крупнейшего Анширинского месторождения в Абхазии содержание сернистого бария составляет в среднем 45–50 %. В Армении известны месторождения Алавердской группы — *Учкалинское, Ахтальское, Акоринское* и другие, в Азербайджане выявлены месторождения барита — *Човдорское, Тонашенское, Баикшилагское, Азатское* и другие.

На Северо-Западном **Копетдаге** эксплуатируются месторождения **барита и целистина**, связанные с меловыми отложениями.

Тальк. Магнезит

На **Сибирской древней платформе** известны месторождения *магнезита* (Тальское и Карданское на Енисейском кряже).

На **Южном Урале** открыто несколько месторождений талька. Наиболее известное Шабровское месторождение в районе г. Свердловска. Тальк здесь добывают открытым способом с помощью карьеров.

На Урале сконцентрирована основная добыча магнезита в России (Саткинская группа месторождений) (рис. 5.42).

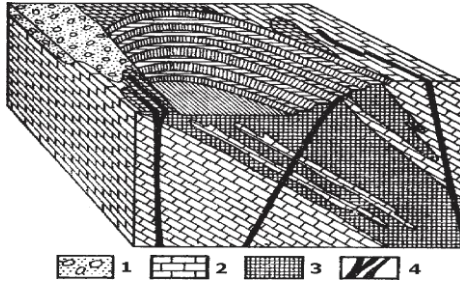


Рис. 5.42. Саткинское месторождение магнезита [67]: 1 — наносы; 2 — доломиты; 3 — магнезит; 4 — дайки диабазы

На Урал приходится около 200 млн т запасов магнезита. Пластообразные залежи магнезита связаны с доломитами докембрийского возраста, испытавшими процессы гидротермальной переработки. Длина отдельных залежей достигает 2 км, при мощности продуктивной части в десятки метров. Содержание магния в породе высокое — 47 %.

В пределах **Байкало-Охотской** складчатой области наряду с асбестом в толщах доломитов и поясов ультраосновных пород выявлены месторождения талька и магнезита: Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Тану-Ола (в Восточном Саяне) и Айгуйское в Кузнецком Алатау, магнезита — Савинское в Восточном Саяне.

Тальк открыт в **Юго-Западном Памире** (Мульводж, Кухилал, Гурондара).

Графит. Каолин

Графит и каолин выявлены в Приазовском, Прилужском и Криворожском районах (**Украина**). Графит приурочен к докембрийским гнейсам, залегающим в виде протяженных пластов (6–7 км) разной мощности (от 20 до 500–600 м). Содержание графита в гнейсах достигает местами 15 %. Каолин также распространен на Украинском щите и связан с корой выветривания по гнейсам, гранитам и гранитогнейсам. Известные месторождения на платформе Глуховетское (Винницкая область) и Просьяновское в Днепропетровской области и в Беларуси (Боровичи). На Кольском полуострове (Карелия) и на Украинском щите добывают слюды: биотит и мусковит, приуроченные к интрузиям ультраосновного состава.

На **Сибирской платформе** месторождения графита расположены по западной окраине Тунгусского угольного бассейна. Известны крупные месторождения графита Ногинское и Курейское. Происхождение графита связывают с воздействием интрузий траппов на пласты угля пермского возраста. К западу от Иркутска выделяется известное Алиберовское месторождение графита, приуроченное к сиенитам докембрийского возраста. Месторождения графита открыты на **Алтае**, в Колба-Нарынской зоне. Месторождения графита есть в **Хабаровском** и **Приморском** краях по рекам Шилка, Амур и его притокам — Уссури, Бурее и Зее. Выявлено свыше 300 небольших месторождений графита, из которых наиболее крупные Турсковское, Тамгинское, Берское и Бироканское.

Гипс. Ангидрит. Мел

Мел используют в цементной промышленности и в целом ряде других отраслей производства. Известные месторождения его — в Белгородской, Брянской,

ГЛАВА 5.

Ульяновской, Саратовской областях и на Украине. Для получения цемента, стекла, кирпича нашли применение известняки и доломиты (белый камень), отбираемые открытым способом с помощью карьеров. Белый камень приурочен к отложениям верхнего карбона, выходящим на поверхность в ряде областей центральной России (Домодедовские, Мелеховские и др. карьеры).

Запасы гипса и ангидрита на **Кавказе** значительные. Выделены крупные месторождения в Грузии — в Колхидской низменности, Ахалцихской депрессии и в районе Кутаиси. Гипс и ангидрит есть во всех государствах Кавказа.

Слюды

Месторождения флогопитовых маложелезистых слюд выявлены на юге **Сибирской** платформы — Карнахская группа месторождений, а также флогопитмусковитовых месторождений в Алданском районе.

Выделяется крупный Мамско-Чуйский слюдянистый район в центральной части Байкало-Патомского нагорья. Слюда здесь начали добывать с XVII в. Так, Якутский воевода Петр Зиновьев в «Наказной памяти» рудознатцу Афанасию Пущину, посланном им на Витим, писал: «В нынешнем 197 (в 1689 г.) казак Петрушка Дураков сыскал слюду на Витим реке и привез в Якутский город и отдал великого государя в казну». Он обязал Пущина «сыскать и промыслить по Витиму реке слюды доброй и какова получится с великим рождением неоплошно».

Месторождения эксплуатируются как открытым (мелкие карьеры), так и подземным способами. Глубина отдельных выработок достигает 200–300 м.

Асбест

Известен асбест был с начала XVIII в. (1720 г.), но разрабатываться в промышленных масштабах начал с конца XIX в. (1886 г.). Крупное месторождение асбеста (Баженовская группа месторождений) на **Среднем Урале** связано с массивом ультраосновных пород. Протяженность асбестовой полосы составляет 11 км (20 асбестовых жил), средняя мощность жил 50–80 м, залежи прослежены на глубину до 600 м. Содержание асбеста в руде 4–6 %. Запасы асбеста на Баженовском, Киембаевском и др. месторождениях составляют от 30 до 60 млн т в каждом. В целом, месторождения асбеста Урала связаны с массивами асбестовых мафитов в офиолитовых поясах.

На территории **Казахского** мелкосопочника и Тянь-Шаня открыты месторождения асбеста.

Например, на месторождении асбеста Джетыгаринское в рудах содержится в среднем 3,5 % асбеста. Он хорошо извлекается (до 82 %), разработка месторождения осуществляется открытым способом — карьерами.

Месторождения хризотиласбеста связаны с офиолитовым поясом, протягивающимся от Восточного Саяна через Западный Саян до Тувы. Наиболее крупными месторождениями асбеста являются Актоврацкое в Туве и Альгирское в Восточном Саяне. Актоврацкое (Акдовуральское) месторождение открыто было в 1892 г. местными жителями — Хаировым и Каноновым. Запасы асбеста свыше 9 млн т, содержание асбеста в руде — 2,8–3,8 %. Известны также месторождения асбеста —

Молодежное в Бурятии и Ильчирское в Восточном Саяне с запасами хризотиласбеста более 200 млн т.

Флюорит

В связи с потерей месторождений флюорита Средней Азии приобретают особую ценность месторождения Восточного Забайкалья: Калангуйское, Абагатуское и Солнечное (здесь открыто более 20 месторождений). Приурочены они к тектоническим трещинам в серициткварцевых сланцах и кристаллических известняках докембрия и палеозоя, а также в гранитах мезозойского возраста. Месторождение флюорита известно в Приморье. Оно жильного типа.

Драгоценные и поделочные камни

На севере **Восточно-Европейской** платформы открыта алмазоносная провинция (Архангельская область). Здесь выявлено 44 кимберлитовых трубки и 12 трубок щелочных базальтоидов. Время образования трубок оценивают от позднего девона до среднего карбона. Алмазы, добытые в Архангельской провинции, имеют хорошие потребительские качества.

Среди **поделочных камней** спросом пользуются мраморы и кварциты, гнейсы, кристаллические граниты (Балтийский и Украинский щит, Воронежский свод). В окрестностях Калининграда в качестве поделочных камней применяют янтарь (Симбайский полуостров, в 40 км от г. Калининграда).

На территории **Восточной Сибири** выделяется известная алмазоносная провинция — Якутская. Первая кимберлитовая трубка была открыта в 1954 г. (Зарница), а к настоящему времени здесь открыто более 1000 трубок, из которых каждая десятая содержит алмазы. Главных этапов кимберлитового магматизма Сибирской платформы пять: верхнеордовикский, верхнесилурийский, верхнедевонский, пермскотриасовый, и верхнеюрский. Алмазы часто находят по пиропу (красный гранат) в россыпях, являющему спутником алмазов коренных месторождений. В настоящее время в Якутии разрабатывается шесть коренных месторождений трубки: Мир (рис. 5.43), Интернациональная, Удачная, Айхал, Сытыканская и Юбилейная, а также россыпные месторождения. Глубина крупнейших трубок превысила 400 м и есть первый опыт перевода на подземную добычу алмазов (трубка Интернациональная).

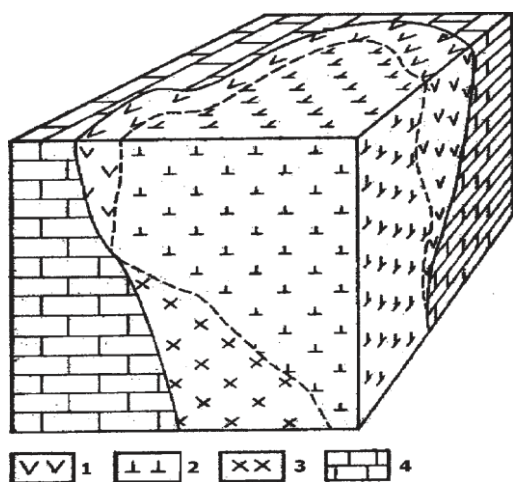


Рис. 5.43. Алмазоносная трубка Мир [67]: 1 — измененный кимберлит желтого цвета; 2 — измененный кимберлит зеленого цвета; 3 — малоизмененный кимберлит; 4 — карбонатные породы

Площадь разрабатываемых кимберлитовых трубок с поверхности составляет десятки гектаров. Сложены трубки массивными кимберлитами, брекчиями, туфобрекчиями и туфами. В 1994 г. была открыта новая алмазная кимберлитовая трубка Ботуобинская, а в 1996 г. — трубка Нюрбинская, обе трубки с высокой

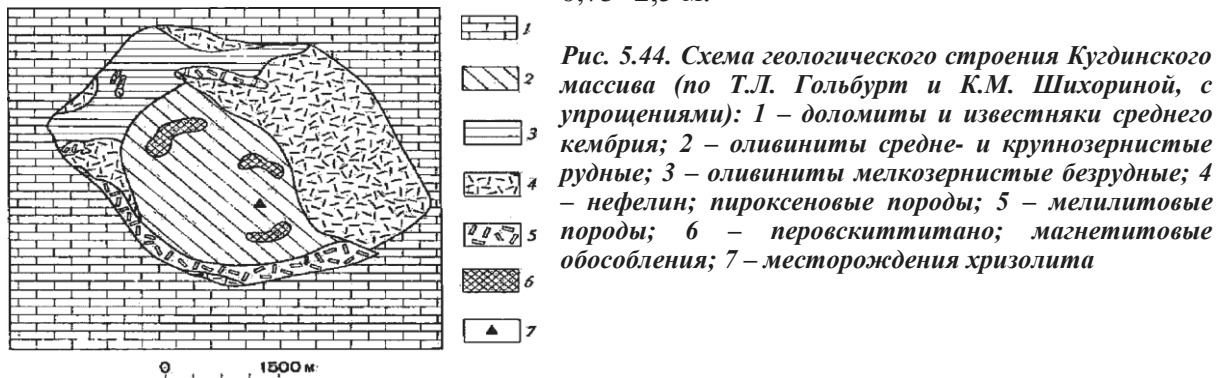
ГЛАВА 5.

алмазо-носностью (Ныканское кимберлитовое поле). Наряду с коренными месторождениями алмазы добывают из россыпей: р. Ирелях (протяженность песков — 25 км, мощность до 6 м), р. Эбелях (протяженность россыпи — 100 км), прииски — Водораздельный и Анабар.

Исландский шпат Восточной Сибири нашел применение в качестве сырья в оптической промышленности. Месторождения исландского шпата крупнейшей в мире провинции исландского шпата — Тунгусской — приурочены к трапповым интрузиям позднего палеозоя. Основные месторождения открыты на р. Нижней Тунгуске (в окрестностях г. Туфы), в верховье р. Вилюя и на р. Илимпее.

Чароит. На границе Якутии с Иркутской областью в бассейне р. Чары был найден в 1978 г. чароит. Это единственное в мире месторождение чароита (сиреневый камень, в 40 км западнее п. Торго) на юге Сибирской платформы в западной части Алданского щита, которое тесно связано с Мурунским сиенитовым массивом позднеюрского возраста, залегающим между архейскими гнейсами и протерозойскими отложениями осадочного чехла. Чароит имеет яркую сиреневую окраску, хорошо полируется и по праву относится к ювелирноподелочным камням первого порядка.

Наряду с перечисленными полезными ископаемыми на Восточно Сибирской платформе расположены многочисленные месторождения драгоценных и поделочных камней. Среди месторождений драгоценных камней широко известны месторождения **хризолита**: Кугдинское (рис. 5.44) и Бор-Уряхское, расположенные в Красноярском крае южнее п. Хатанга (первое в 200 км, а второе в 300 км) и связанные с выходами на поверхность интрузивных массивов ультраосновного и щелочного состава и карбонатитов. Хризолит приурочен к жилам и прожилкам мощностью до 1,5 м и протяженностью до 80 м, мощность линзовидных тел до 5–5,5 м. Содержание хризолита в жилах достигает 16 г/м². Иногда встречаются хорошо ограненные кристаллы хризолита размером до 3 мм. Преобладающий размер 4–6 мм. В жилах преобладают оливины и флогопит — оливиновые разности, титаномагнетит и перовскит. Размер скоплений хризолита в центре жил от неполных сантиметров до 0,5–0,75×2,5 м.



На Урале известны месторождения горного хрусталя. Кварцевая минерализация месторождений включает широкую гамму ювелирных разновидностей кварца (аметист, цитрин, дымчатый кварц, пьезооптический кварц). Выделяются хрусталеносные провинции Уральская, Приполярная и Южный Урал. Это группа месторождений: Астафьевский, Светлинско-Варламовский, Желанинский узлы и др. месторождения.

Изумруды на Урале добывают с 1831 г. Открытые месторождения получили название — изумрудных копей и приобрели мировую известность (Северная часть

Восточно-Уральского поднятия). Изумруды здесь связаны с ультраосновными породами, преобразованными процессами метаморфизма в серпентиниты, тальковые и талькхлоритовые сланцы. Изумрудосодержащие тела залегают вдоль контактов ультраосновных пород с диоритовыми порфиритами. Протяженность зон по простиранию до 300 м и на глубину они прослежены до 200 м. Мощность обособленных жил до 6 м.

Поделочные камни. На Урале широко распространены месторождения поделочных камней. Родонит розового цвета добывают на известных месторождениях (Малосидельниковское, Курганское, Бородулинское и др.), расположенных южнее Екатеринбурга. Родонит приурочен к проявлениям марганцевого оруденения в углистых и слюдистокварцевых сланцах с прослоями кварцитов нижнего палеозоя.

Малахит. Уникальные по качеству скопления малахита известны на Среднем Урале (месторождения Гумешевское, Высокогорское, Меднорудянское). Отсюда малахит брали для колонн Исаакиевского собора и оформления залов Эрмитажа. Малахит добывают в основном из карьеров в переотложенных глинистых продуктах выветривания порфиритов и известняков.

Агат добывают в окрестностях Магнитогорска.

Яшма. На южном Урале выделена Южно-Уральская провинция яшм протяженностью более 500 км. Месторождения Уральской и Орской групп. Линзы с яшмой протяженностью от 10 до 140 м при мощности до 5 м.

Корунд. Это красивейший розового цвета ювелирный минерал добывают на месторождении Семиз-Бугу, в 200 км от Павлодара (Казахстан). Хорошие розовые и черные турмалины берут в Тянь-Шане (Гиссарский и Зеравшанский хребты).

Поделочных камней много в Алтае-Саянской области. Так, в Прибайкалье довольно популярны месторождения лазурита, в Восточном Саяне — месторождения нефрита (Оспинское и Уланходинское), на Алтае известны месторождения яшмы и розового кварца, а также агата.

Рассмотрим месторождения Прибайкальских лазуритов. Здесь их добывают с 1784 г. Месторождения лазурита связаны с лазуритоносным районом, протянувшимся вдоль Восточно-Саянского глубинного разлома в докембрийских гнейсах, сланцах и мраморах. Наиболее известны месторождения Малобыстринское и Слюдянское. Гнезда и желваки с лазуритом приурочены к контакту мраморов с сиенитами. Раз мер крупных гнезд достигает сотни метров в длину, десятки в ширину и до 100 м в глубину. По качеству — яркосинего цвета Прибайкальские лазуриты аналогичны Бадахшанским (Афганистан).

Памир издревле славился драгоценными и поделочными камнями. **Бадахшанский лал** (благородная шпинель) — один из красивейших камней Памира. Месторождение шпинели — Кухилал — находится в 47 км к югу от Хорога на западном склоне Ишкашимского хребта. В этом районе найдены несколько коренных выходов шпинели: Сумчина, Ямчина, Гурондара и др.

Лазурит. Излюбленный камень востока яркосиней окраски. Бадахшанским (Афганистан) лазуритом украшен интерьер Исаакиевского собора в Санкт-Петербурге. На Памире известно Ляджвардарьинское месторождение лазурита, расположенное в 60 км к юговостоку от Хорога. Здесь лазурит находится в гнездах в доломитизированных мраморах докембрия на контакте с гнейсами, интрузиями гранитов и пегматитов. Лазуритовое тело мощностью 640 м и протяженностью 400 м в мраморах месторождения Ляджвардары представляет единую зону с Бадахшанским

ГЛАВА 5.

лазуристонным районом на территории Афганистана (месторождение Сарисангское по реке Кокча).

На **Дальнем Востоке** известны минералы, содержащие бериллий — хризоберилл и фенакиты, добываемые из флюоритовых метасоматитов на месторождениях Вознесенском и Пограничном в Приморье. Наряду с бериллием на Вознесенском месторождении из руд выделяют иттрий, литий и лантаноиды.

Подземные воды

Каждый геологический регион обладает запасами пресной, минерализованной и минеральной воды, которые стали эксплуатировать активно в последние годы.

В Бийском антиклинории на Алтае широко известны сероводородные Белокурихские источники, воды которых используются в бальнеологических целях. В районе Телецкого озера известны сероводородные источники (Абаканский Аржан и др.). Минеральные источники приурочены к разломам кайнозойского возраста и к более древним в палеозойских гранитных массивах. На Алтае имеется довольно большая группа подземных источников бальнеологического действия — радоновые (Чарышско-Теректинский и Ануйско-Чуйский массивы) и слаборадоновые воды Джумалинских ключей.

В Восточных Карпатах много источников минеральных вод. Приурочены они к глубинным разломам и внедрениям соленосных пород. Широко известен курорт Трускавец на базе сульфатнокальциевых, сероводородных и др. вод. Источников здесь много, и типы вод разнообразные (Нафтуса, Лужанская, Свалява и др.).

Кавказ давно славится **минеральными водами**: Нарзан, Боржоми, Мацеста, Цхалтубо, Саирми, Арзни и др. (см. гл.10).

ГЛАВА 6.

РЕЛЬЕФ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Рельеф поверхности Северной Евразии исключительно разнообразен и сложен. Здесь выделяются крупнейшие в мире равнины, плоскогорья, нагорья, горные хребты и массивы (морфоструктуры), сформированные длительными геологическими процессами. Последние (морфоструктуры), в свою очередь, осложнены новейшими и современными тектоническими движениями и экзогенными процессами (морфоскульптуры).

6.1. МОРФОСТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В морфоструктуре Евразии исследуемый макрорегион занимает специфическое положение, располагаясь на 1/6 части света, охватывая крайний север и северо-восток суперматерика, его средние широты, альпийское южное горное обрамление, палеозойские горы Южной Сибири и мезокайнозойские структуры востока Сибири. Территория Северной Евразии характеризуется наличием разнообразных форм рельефа от равнинно-холмистого до высокогорного.

Главная роль в оформлении ведущих форм рельефа от равнинно-холмистого до высокогорного принадлежит тектонике. Наиболее обширные низменности были заложены в позднем докембрии, палеозое и мезозое. Гидрографический план отдельных регионов не полностью соответствует крупным элементам рельефа и не всегда древней геологической структуре, что свидетельствует о неоднократной перестройке поверхности. В значительной части областей морфоструктуры рельефа согласуются с данными по геоструктурам в связи с возрастом формирования складчатых областей, платформенных чехлов, вулканических поясов и подвижных поясов территорий, переходных от континентов к океанам.

На территории Северной Евразии развиты многочисленные формы рельефа, отвечающие крупным неровностям: поверхности, возвышенности, низменности, плато, хребты, межгорные впадины. Перечисленные формы составляют основные морфоструктуры земной поверхности. К *низменностям* обычно относят участки Земли, лежащие ниже среднего уровня равнины до высоты 100–150 м над уровнем моря. Выше этих высот (условно с высотой более 200 м) в пределах равнин выделяют *возвышенности*. Просто *равнинами* называют участки земной поверхности, находящиеся в промежутке между возвышенностями и низменностями. В пределах равнин выделяют плато, кряжи и плоскогорья. Под *плато* понимается возвышенность с горизонтально залегающими поверхностными породами и обрывистыми краями. По условиям образования плато относится к платоформенному типу равнин. *Кряж* — возвышенность, характеризующаяся в плане вытянутой формой, которую представляют дислоцированные складчатые или кристаллические образования. *Плоскогорье* (его связывают обычно с поверхностью пенеплена) — равнина, срезающая

ГЛАВА 6.

дислоцированные породы. Морфоструктура кряжа, плоскогорья образовалась на платформенном участке в процессе перехода разрушенных горноскладчатых территорий и выравнивания рельефа.

Морфоструктурные элементы равнин и горных стран систематизировали и показали их геологическую природу И.П. Герасимов, Ю.А. Мещеряков, Н.А. Гвоздецкий и многие другие исследователи. Они различают следующие морфоструктурные элементы равнин:

- 1) докольные денудационные — почти равнины (плоскогорья), срезающие кристаллические или складчатые образования древних пород (Балтийский, Украинский, Алданский, Анабарский щиты, Донецкий, Енисейский кряжи, Казахский мелкосопочник);
- 2) внутриконтинентальные аккумулятивные низменности (Прикаспийская, Виллюйская);
- 3) молодые просто построенные пластовые возвышенности (плато), сложенные горизонтально залегающими породами (Устюрт, плато Путорана, Карабильское плато);
- 4) более древние, ступенчатого облика рельефпластовых возвышенностей и низин (северозапад Русской плиты, Среднесибирское плато).

В горных областях морфоструктуры часто носят ярковыраженный унаследованный характер от геологических процессов и явлений. Здесь выделяются отдельные хребты, горные цепи, межгорные впадины и плато, а также предгорья и нагорья (например, Армянское нагорье, нагорье Черского и др.). В географии нашли применение четыре характеристики горных областей: горы глыбовые, складчатоглыбовые, глыбовоскладчатые, складчатые, отражающие степень участия в их строении разрывных и складчатых движений. По высотным отметкам горы делятся на высотные ступени (по Д.А. Лилиенбергу и др.): низкогорья (600–1000 м), среднегорья (2000–2500 м), высокогорья (до 5000–5500 м), высочайшие горы (свыше 5000–5500 м).

По характеру соотношения элементов орографии с геологическими элементами структур складчатых или платформенных, связанных с проявлением тектонических движений, выделяются унаследованные формы, отражающие морфологические соотношения тектоники и истории развития региона. Прямые формы рельефа определяются поднятием местности и формированием антиклинальных структур, а опускание местности сопровождается формированием синеклиз (впадин). Для древних образований более характерны инверсионные формы рельефа, связанные с поступательным опусканием складчатой территории и формированием в чехле антеклиз и синеклиз инверсионного типа (области дорифейской складчатости). Для молодых плоскогорий свойственно преобладание прямого соотношения между рельефом и структурой. Отсюда, крупные морфоструктуры горных и равнинных областей Северной Евразии по характеру соотношения с поструктурными элементами подразделяются на прямые (унаследованные) и несогласные (инверсионные или неунаследованные). Эти морфоструктуры нашли свое описание при характеристике форм рельефа в процессе изложения геологического материала по регионам Северной Евразии (рис. 6.1).

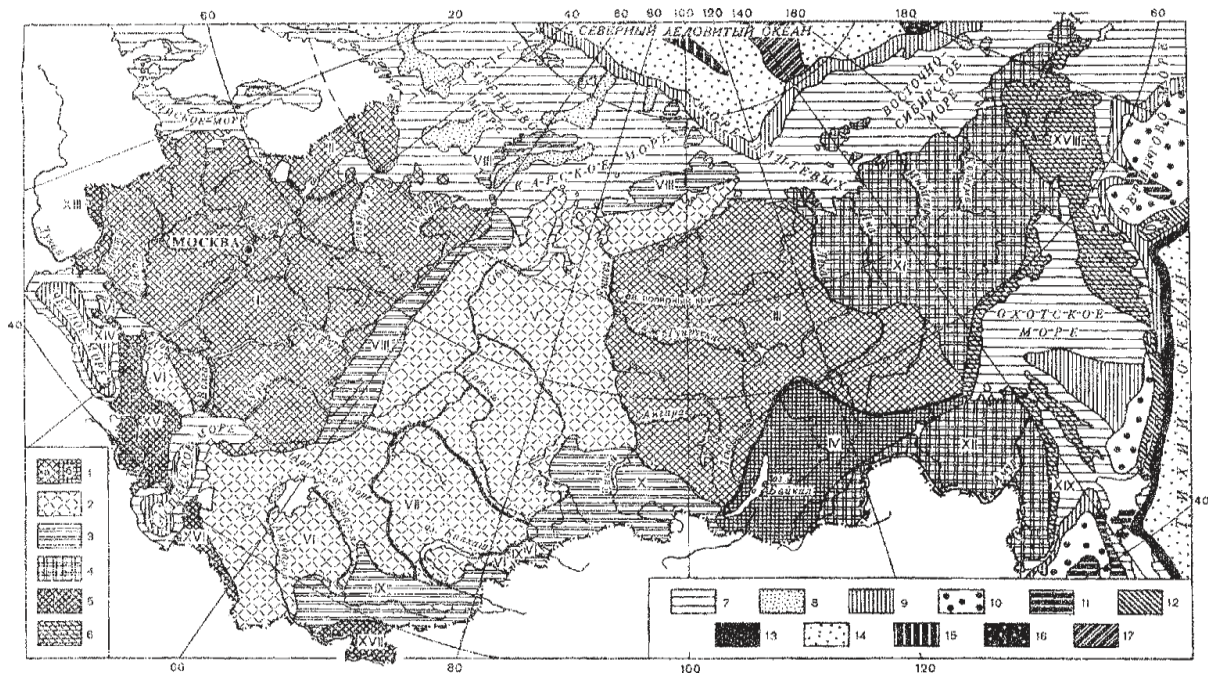


Рис. 6.1. Морфоструктуры суши, дна океанов и морей (по Ф.Н. Милькову и Н.А. Гвоздецкому)
 Суша — 1 — равнина, плато (а) и возрожденные горы (б) древних платформ (I — Восточно-Европейская (Русская) равнина, II — Кольско-Карельская страна, III — Среднесибирское плоскогорье, IV — Байкальская горная страна); 2 — равнины, плато и мелкосопочник молодых платформ (V — Западно-Сибирская равнина; VI — Причерноморская и Туранская равнины, VII — Казахский мелкосопочник); 3 — возрожденные горы области палеозойской складчатости (VIII — Урал, Таймыр, Новая Земля, IX — Тянь-Шань, X — Алтайско-Саянская горная страна); 4 — возрожденные горы области мезозойской складчатости (XI — горная страна Северо-Востока, XII — горная страна Дальнего Востока); 5 — молодые горы области кайнозойской складчатости и альпийский пояс (XIII — Карпаты, XIV — Крым, XV — Кавказ, XVI — Копетдаг, XVII — Памир); 6 — молодые горы области кайнозойской складчатости — тихоокеанский пояс (XVIII — Камчатско-Корякская страна; XIX — Сахалин, Охотское Приморье и др.).
 Дно океанов и морей. Материковый шельф — 7 — равнины окраины материка; 8 — равнины на внутришельфовых впадинах; переходная зона (материковые склоны и островные дуги); 9 — наклонные равнины-уступы, 10 — равнины дна котловин, 11 — складчато-глыбовые хребты и массивы, 12 — складчато-глыбовые и вулканические хребты островных дуг, 13 — глубоководные желоба. Ложе океанов и морей — 14 — равнина дна глубоководных котловин, 15 — срединно-океанические хребты, 16 — валы и возвышенности, 17 — складчато-глыбовые хребты.

6.2. МОРФОСКУЛЬПТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ, РОЛЬ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА

Типы морфоскульптур рельефа на просторах Северной Евразии характеризуются чрезвычайным разнообразием (рис. 6.2.). Выделяются структурноаккумулятивные, эрозионноаккумулятивные, эрозионные, ледниковые, карстовые, эоловые, суффозионные и другие формы рельефа. Значительную роль в формировании

ГЛАВА 6.

морфоскульптур оказали ледниковые и постледниковые (флювиогляционные) процессы. В теоретическом плане географы различают ускорение и замедление экзогенного рельефообразования, которые определяются изменениями внешних природных и антропогенных факторов. К таким мощным природным факторам относятся четвертичный ледниковый период, а впоследствии межледниковый — современный (голоценовый), как механизм восстановления динамического равновесия на новом эволюционном уровне. Принимается, что голоценовое межледниковое началось около 10 тыс. лет назад.

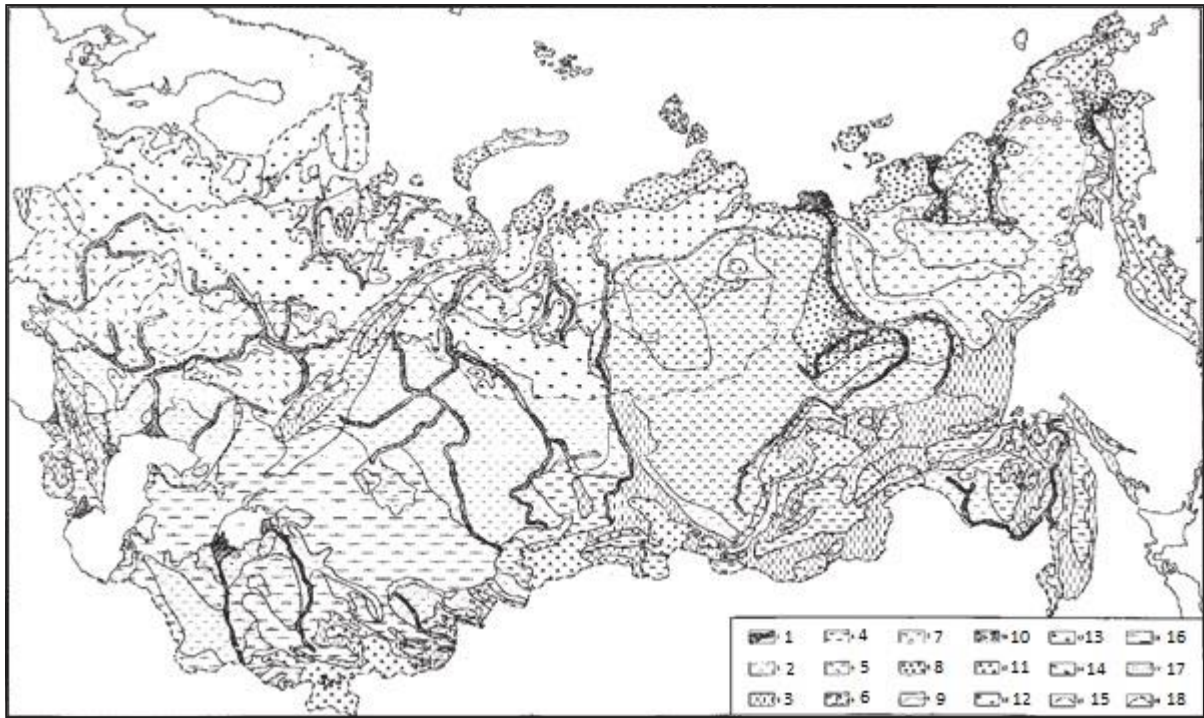


Рис. 6.2. Морфоскульптура территории СССР (составила И.Э. Веденская). Древние и современные флювиальные формы рельефа: 1 — долины и дельты крупных рек; 2 — районы распространения аккумулятивных форм различного генезиса с последующим эрозионным расчленением; 3 — глубоко расчлененный рельеф горных стран; 4 — древние слаборасчлененные пенеплены горных стран; 5 — древние глубоко расчлененные ступенчатые формы высоких равнин; 6а — мягкие сглаженные формы древнего расчленения равнин; 6б — то же, местами с современным интенсивным овражно-балочным расчленением.

Древние и современные криогенные формы: 7 — солифлюкционно-нивационные формы; 8 — мерзотно-солифлюкционные формы; 9 — район распространения современных гигантских наледей.

Ледниковые формы. Современные формы: 10 — ледовые покровы.

Древнеледниковые формы: 11 — экзарационно-нивационные и аккумулятивные формы горных оледенений, расчлененные последующей эрозией; 12 — комплекс экзарационных и аккумулятивных форм последнего оледенения; 13 — комплекс свежих форм ледниковой аккумуляции последнего оледенения; 14 — комплекс аккумулятивных ледниковых и водноледниковых форм, преобразованных эрозией и перигляциальными процессами; 15 — граница максимального оледенения.

Древние и современные аридные формы: 16 — формы аридной денудации, эрозии и аккумуляции; 17 — золотые дефляционно — аккумулятивные формы; 18 — границы максимального распространения четвертичных морских трансгрессий.

Считается, что развитие рельефа может быть представлено как сложное временное сочетание очень различных по происхождению, амплитуде и продолжительности процессов на неотектоническом этапе. Современный рельефообразующий процесс может быть описан двумя градациями: денудацией и аккумуляцией. Движущей силой обоих процессов выступают неотектонические движения, обусловившие разное рельефообразование для северной половины Северной Евразии и ее южной части. Границы оледенения выступают геоморфологическими рубежами. Они разделяют северную половину региона на области: ледникового сноса (Кольский полуостров, Карелия), аккумуляции Валдайского, Московского, Окского, Днепровского ледников в пределах Русской равнины и Сарганского, Зырянского, Тазовского, Самаровского и Демьянского ледников на территории Сибири. Самое южное и крупное ледниковое обрамление (Днепровский ледник) покрывало Днепровскую низменность (до 48° с. ш.), затем ледник с юга огибал Средне-Русскую возвышенность (район Тулы и Окско-Донская низменность), простирался на юг до 50° с. ш., заворачивал к подножию Вятских Увалов и шел на северо-восток. На всей этой обширной территории сказалось влияние ледников на формирование морфоскульптур рельефа: зандровые равнины, озы, камы и пр. Пересекая Урал в районе 58° с. ш., затем или к Иртышу, пересекая его к р. Обь (в районе устья ручья Ваха) и далее к устью р. Подкаменной Тунгуски и рекам Вилюй и Оленек. Все остальные оледенения Московское, Валдайское, Окское были меньше Днепровского.

Следует отметить, что формы рельефа, созданные четвертичным ледником и потоками талых ледниковых вод (флювиоглейциальные) в Северной Евразии имеют приоритетное положение на фоне других форм, созданных экзогенными процессами. Довольно распространены на севере России формы рельефа, связанные с ледниковым — троговые долины, бараньи лбы, курчавые скалы. Продолжительное стояние ледников на одном месте фиксируется в рельефе: в краевой части ледников откладываются конечные моренные гряды.

Вне границы ледников в южной части в четвертичный период происходило скульптурное оформление рельефа, заложенного в более ранние периоды.

На Восточно-Европейской платформе широко представлен эрозионнобалочный рельеф. Здесь от речных водоразделов обычно отходит густая сеть оврагов и балок. Водоразделы часто равнинные с асимметричными склонами. Южная часть Русской равнины характеризуется влиянием флювиогляциальных процессов. В югозападной части шло накопление рыхлых лессовых отложений, в северо-восточной части, преобладали процессы выноса рыхлых отложений (Приволжье, Заволжье, Прикаспийская), накапливались глинистые фракции, возникали солончаки и др. морфоструктуры.

На территории Восточного Урала в формировании структурных форм рельефа оказывали влияние ледниковые, постледниковые, водноэрозионные процессы и геологическая деятельность в многолетнемерзлых породах. Каждый регион северо-востока Северной Евразии характеризуется специфическим набором природных процессов. После ухода ледников в ряде областей значительное влияние имеет многолетняя мерзлота. В этой зоне распространены явления термокарста, остаточных бугров, пучения грунта, миграция грунта, инъекция грунта, структурнополигональные образования, нагорные террасы и курумы, сопровождаемые процессами солюфлюкции. Значительным разнообразием пользуются речные и озерные террасы. Количество террас разное. Например, по реке Лене — от 12 до 24 (по данным А.А. Григорьева). Соответственно и рельеф здесь разнообразный — от аккумулятивного до эрозионного.

Дешифрование космических снимков дало возможность определить границы горных и материковых ледников на территории Северной Евразии. Выявлены специфические геоморфологические образования — параллельные грядо-воложинные комплексы, обязанные своим происхождением, очевидно, флювиогляциальным потокам четвертичного оледенения. Такие формы рельефа известны на Ямале, на Западно-Сибирской низменности, на Алтае, в Саянах и в других регионах. Скульптурное оформление рельефа территорий Туранской и Скифской плит носит преимущественно аккумулятивный характер, определяемый эоловой деятельностью, а также речной эрозией.

В горном обрамлении Северной Евразии (Карпаты, Кавказ, Памир, горы Южной Сибири) в оформлении скульптурных форм рельефа процессы имеют комплексный характер — денудацион-ноаккумулятивный, соответственно различаются и формы рельефа. В горах преимущественно пользуются эрозионные формы, в долинах — аккумулятивные. В горах на скульптуру форм рельефа оказывают влияние современное горное оледенение и многолетняя мерзлота (цирки, кары, ригели, курчавые скалы, курумы и др.). В последние годы значительное распространение получили формы рельефа, связанные с антропогенной деятельностью — денудационные и аккумулятивные (техногенные скульптурные формы).

6.3. РЕЛЬЕФ РЕГИОНОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ.

Восточно-европейская платформа.

В рельефе **Восточно-Европейская платформа** выражена обширной Восточно-Европейской (Русской) равниной, в пределах которой преобладают низменности. Одна из низменностей — Прикаспийская — расположена на отметке 28 метров ниже уровня Мирового океана.

Еще в конце XIX века (1890) А.А. Тило провел первую гипсометрическую съемку Русской равнины и выявил здесь основные структурные элементы земной поверхности. Систематизировал эти элементы и показал их геологическую природу Ю.А. Мещеряков с соавторами (1972). Были выделены возвышенности и низменности. В центральной части плиты прослеживается группа возвышенностей: Валдайская, Среднерусская, Донецкий кряж, на образование которых определенную роль оказало влияние давление со стороны Кавказа. Южнее этих возвышенностей группируются Приволжская и Ергенинская возвышенности и Ставропольское плато. В фундаменте этих возвышенностей геофизиками были установлены глубинные разломы, повлиявшие на возникновение возвышенностей. Свое продолжение разломы имели в близрасположенных горноскладчатых системах (Кавказские горы).

Пониженная полоса рельефа меридионального направления (Прикаспийская, Мелекеевская низменности, Баренцевоморская впадина) приурочена к глобальному геологическому Баренцевоморско-Южнокаспийскому поясу, протянувшемуся на 3 тыс. км с севера на юг вдоль герцинских горноскладчатых структур Урала и осложненного рядом массивов в теле Предуральяского прогиба — Волгоуральский свод, Башкирский массив, Общий Сырт, Бугульминско-Белебеевская (высшая точка Бугульмино-

Белебеевской возвышенности достигает 479 м) и Верхнекамская возвышенности, Тиманский кряж, отделенный от Урала Печорской низменностью.

Тимманглыбовое поднятие, переходящее на северозападе в поднятие п-ва Канин (максимальная отметка Тиммана — 471 м). От северных Увалов наблюдается понижение земной поверхности к Северному и Баренцеву морям. На этой территории располагаются крупные северозападного направления реки — Онега, Печора и Северная Двина, а так же их многочисленные притоки.

На юге выделяется Черноморская впадина. В ее составе прослеживается группа изолированных низменностей: Причерноморская, Приднепровская, Азовская; возвышенности: Приднепровская, Приазовская.

В югозападной части плиты к Приднепровской возвышенности примыкает Волыно-Подольская возвышенность, ограниченная с юга Приднепровской низменностью, а с севера — Полесской низменностью. Средняя высота Восточно-Европейской равнины 170 м.

В западной части равнины прослеживается полоса меридиональных поднятий, начинающихся от Карпатских гор: Волыно-Подольская возвышенность, Белорусская возвышенность, протягивающихся до плато Пандиверс в Эстонии. Выделяются низменности: Белорусское полесье и Мещера. Следует отметить, что Белорусское полесье и Мещерская низменность имеют общую тектоническую природу — они возникли в плиоцене на месте опущенных тектонических блоков. Мещерская низменность с востока ограничена Окско-Цнинским палеозойским валом (время его поднятия считают мелнеоген), который берет начало в Ивановской области и затухает около Воронежской антеклизы.

Итак, в пределах Русской равнины выделены системы меридиональных орографических структур, возникших в результате воздействия растущих горноскладчатых систем Кавказа, Карпат, Урала, сопряженных с крупными передовыми прогибами (Предкарпатским, Предкавказским, Предуральским и др.) и впадинами (Черноморской, Прикаспийской, Баренцевоморской, Печорской и др.).

Во внешнем облике форм рельефа прослеживается закономерность — последовательное чередование как субмеридианальных волн поднятий и понижений, так и субширотных. Среди морфоструктур выделяются *низменности — аккумулятивные*: Причерноморская, Прикаспийская и Печорская. *Равнины пластовые*: Прибалтийская, Белорусское полесье, Мещера, Днепровская, Донецкая, Приволжская. *Возвышенности пластово-ярусные*: Северо-Среднерусская, Приволжская и Бугульминско-Белебеевская. *Возвышенности моноклинально-пластовые*: Белорусская, Валдайская, Смоленско-Московская, Вятско-Камская. *Возвышенности цокольные*: Юго-Среднерусская, Волыно-Подольская с Приднепровской. *Возвышенности кряжевые*: Тиманская и Донецкая. Предполагают, что морфоструктуры в некоторой степени отражают поверхность фундамента.

На северозападе Русской равнины выделяется самостоятельная физикогеографическая страна — **Феноскандинавия**. Основная ее часть расположена в пределах Северной Европы, а на территории Северной Евразии прослеживается лишь треть ее части (Российская часть Феноскандинавии). Это Карелия и Кольский полуостров. В рельефе отмечают отдельные горные массивы с высотами до 400 м, реже до 900–1000 м. Высота Хибинских и Лавозерских вершин около 1200 м (высшая точка Хибин считается гора Часначорр — 1191 м). К востоку Кольского полуострова наблюдается снижение высот до 150–250 м и лишь массив Кейвы имеет отметку 397 м. Карелия характеризуется значительной расчлененностью рельефа и в результате

ГЛАВА 6.

аккумулятивной деятельности ледников. Средние высоты Карелии 180–200 м. Выделяются отдельные возвышенности (Мансельская — 657 м, ЗападноКарельская — 417 м, Ветренный Пояс — 344 м, Олонецкая возвышенность — 313 м — в южной части Карелии) и Прибеломорская низменность (рис. 6.3).

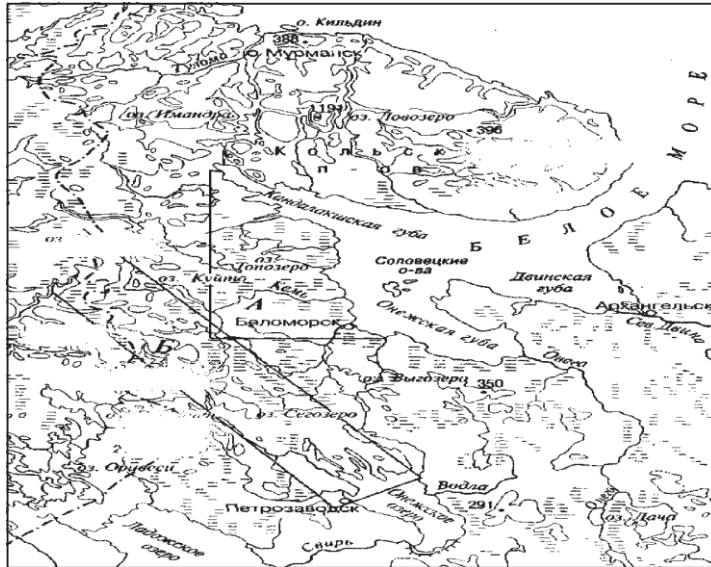


Рис. 6.3. Рельеф Кольского полуострова и Карелии (по Э.М. Раковской)

В целом Карельско-Кольская область представляет собой наглядный пример проявления денудационных и тектонических процессов формирования рельефа. Поднятие местности в течение длительного времени сопровождалось разрушением массивов и сносом материала в пониженные места. В рельефе получили развитие поверхности выравнивания, плоские равнины. Территория области осложнена многочисленными тектоническими на рушениями, разными по простиранию (северозападное и северо-восточные) и по времени проявления (архейские, протерозойские и фанерозойские). В рельефе нарушения прослеживаются хорошо. Это четкие скальные массивы и пониженные участки местности. В них накапливались разрушенные по разломам породы, которые впоследствии выносились водными потоками и ледниками. Часто к тектоническим нарушениям приурочены реки и озерные котловины. Например, к зоне разломов приурочены впадины Ладожского и Онежского озер, а также Ловозеро, Колозеро, Нотозеро и многие др.

В Карелии и на Кольском полуострове отчетливо прослеживается связь денудационного рельефа с геологическим строением. Оказалось, что архейские образования (гранитогнейсы менее устойчивые к разрушению, чем протерозойские породы). На их месте образуются мягкие, сглаженные формы рельефа, что отличает их от протерозойских образований зеленокаменных поясов (на их месте преобладают пересеченные грядоподобные формы рельефа со значительными перепадами высот — 300–400 м). В целом, рельеф *Балтийского щита* преимущественно холмистый. В нем широко представлены скульптурные ледниковые формы: бараньи лбы, друмлины, морены, холмы, озы, камы.

Значительное влияние на формирование форм рельефа северной части Русской равнины оказал четвертичный ледниковый период. Выделяется серия грядоподобных возвышенностей, имеющих почти широтное простирание (Смоленско-Московская возвышенность, Северные Увалы, Валдайская возвышенность с высотами около 300 м), представляющих собой поднятие, перекрытое моренной. Характерны обширные зандровые равнины (Полесье, Мещера), созданные флювиогляциальной деятельностью ледников. В центральной части Русской равнины располагается Средне-Русская возвышенность с увалистохолмистым эрозионным рельефом и интенсивно растущими

оврагами. Средняя высота 230–250 м. Правобережье р. Волги занято Приволжской возвышенностью с максимальной высотой в Жигулях — 375 м (рис. 6.4). К югу она переходит в возвышенность Ергени. Отметки высот Высокого Заволжья колеблются от 250 до 300 м. В ряде районов развиты карстовые формы рельефа. В северо-восточной части равнины находится упомянутый выше невысокий Тиманский кряж. Для южных границ Русской равнины более характерен эрозионный рельеф с густой сетью оврагов.



Рис. 6.4. Утесы Жигулей круто обрываются к Волге(www).

На окраинах Восточно-Европейской равнины расположены аккумулятивные низменности: Прикаспийская, Печорская и Польско-Германская. На поверхности Прикаспийской низменности, большая часть которой находится ниже уровня океана, встречаются полузамкнутые и замкнутые впадины, занятые солончаками или солеными озерами.

С Карпат и Урала стекают дренирующие их реки, впадающие на севере в Балтийское, Белое и Баренцево, а на юге в Черное, Каспийское и Азовское моря. Рельеф Русской

равнины сильно эрозирован реками, относящимися к бассейнам Белого, Балтийского и Каспийского морей. На формирование современных форм рельефа Восточно-Европейской равнины определенное влияние оказали тектонические подвижки в неогенчетвертичное время горного обрамления платформы: с запада — Карпат, с юга — Кавказских гор (и в целом ОманоАравийской плиты, по М.Л. Коппу, 2005), с востока герцинид Урала.

Рельеф Сибирской платформы

Рельеф **Сибирской платформы (Средняя Сибирь)** определяется существованием Среднесибирского плоскогорья, Байкальского нагорья (Восточное Прибайкалье и Западное Забайкалье) — складчатых областей рифейского возраста. Прибайкалье и Забайкалье образуют обрамление Сибирской платформы (горы Южной Сибири). На западе выделяют горы Енисейского кряжа.

Среднесибирское плоскогорье площадью в 3,5 млн км² расположено между Енисеем и Леной, средняя высота его 500–700 м. Оно составляет одноименную морфоструктурную область, которая подразделяется на три основные части:

- 1) собственно Среднесибирское плоскогорье (плато);
- 2) Лено-Вилуйскую (или Центральноякутскую) низменность;
- 3) Алданское плоскогорье.

Среднесибирское плоскогорье характеризуется плоской, плосковолнистой, иногда холмистой и холмистогрядовой поверхностью, расчлененной сетью глубоких речных долин. Отличительной чертой рельефа плоскогорья является плоский характер водоразделов и узкие, сильно врезанные речные долины. Значительное влияние на рельеф средней Сибири оказали траппы. Они менее подвержены речной эрозии, чем

осадочные породы, а отсюда рельеф местности напоминает ступенчатый облик. На Тунгусском плато развиты поверхностные излияния диабазов и базальтов и, как следствие, рельеф местности ровный (столовые возвышенности с крутыми склонами). В местах выхода на поверхность наклонных трапповых тел формируется рельеф, напоминающий куэсты (периферическая часть Тунгусского плато). Основной морфоструктурой Средней Сибири выступает огромный приподнятый геоблок Среднесибирского плоскогорья, в рельефе которого выделяют собственно плато, кряжи, массивы и впадины (по Ю.А. Мещерякову, 1972., С.С. Воскресенскому, 1962). Наиболее характерный кряж — Енисейский.

Рельеф *Енисейского кряжа* низкогорный и среднегорный. Енисейский кряжостаток байкалид, от которых морфоструктура кряжа носит унаследованный линейновытянутый характер. Средние высоты здесь 600–700 м, а максимальная — 1125 м. Наиболее высокая северозападная часть Среднесибирского плоскогорья носит название плато Путорана, которое отличается наибольшими отметками высот по всей Средней Сибири (до 1701 м — г. Камень). В рельефе поверхность похожа на столовообразную. Эрозирована реками (глубиной до 1500 м). Средняя высота Среднесибирского плоскогорья — около 500 м. Выделяется и увалистый рельеф. Он типичен для верховья Вилюя и Анабара; то же наблюдается между Восточным Саяном и Прибайкальскими горами, где этот рельеф образует Иркутский Амфитеатр.

К Восточному Саяну (его высота до 3000 м) примыкает Среднеангарский кряж, а также Мархинско-Вилюйское и Катуйское трапповое плато с сильноэрозионными формами рельефа. Другие плато имеют наклонную ровную поверхность: Оленекское, Лено-Хатангское, Лено-Ангарское плато. Выделяются крупные впадины: Енисейская, Центрально-Тунгусская (внутренние), Лено-Вилюйская, Центрально-Якутская низменности, которые характеризуются сглаженным, внешне однообразным рельефом с высотами от 100–120 до 350–450 м.

Алданское плоскогорье, или Алданский щит, представлено поверхностью древнего пенеплена, который местами перекрыт осадочными породами. Средние высоты плоскогорья 700–1200 м, с наибольшей отметкой в 2246 м. Алданское плоскогорье вытянуто в северном направлении, и в нем выделяются три морфоструктурные широтные полосы (М.В. Пистровский, 1968):

- 1) северный склон — пластовая равнина — Лено-Алданское плато;
- 2) средняя поднятая часть плоскогорья;
- 3) южный склон — зона предгорного прогиба Станового хребта.

В целом морфоструктурный план Алданского плоскогорья определяют поднятия широтного и меридиального направления и глубокие впадины. Такая закономерность отмечается многими исследователями для всей Восточно-Сибирской платформы (рис. 6.5), а также это свойственно для Балтийского щита.

Исследователи для Средней Сибири выделяют четыре крупные морфоструктурные группы форм рельефа: плоскогорья, кряжи, низко и среднегорные массивы на выходах кристаллического фундамента на поверхность, пластовые возвышенности, вулканические плато, связанные с выходами траппов на поверхность, плато, приуроченные к осадочным породам палеозойского возраста, а также аккумулятивные и пластоаккумулятивные равнины. Преимуществом пользуются морфоструктуры, в формировании которых ведущую роль играли денудационные процессы и лишь в формировании аккумулятивных и пластоаккумулятивных равнин

преобладают процессы опускания местности (Северо-Сибирская низменность, Центрально-Якутская, Иркутско-Черемховская равнины).

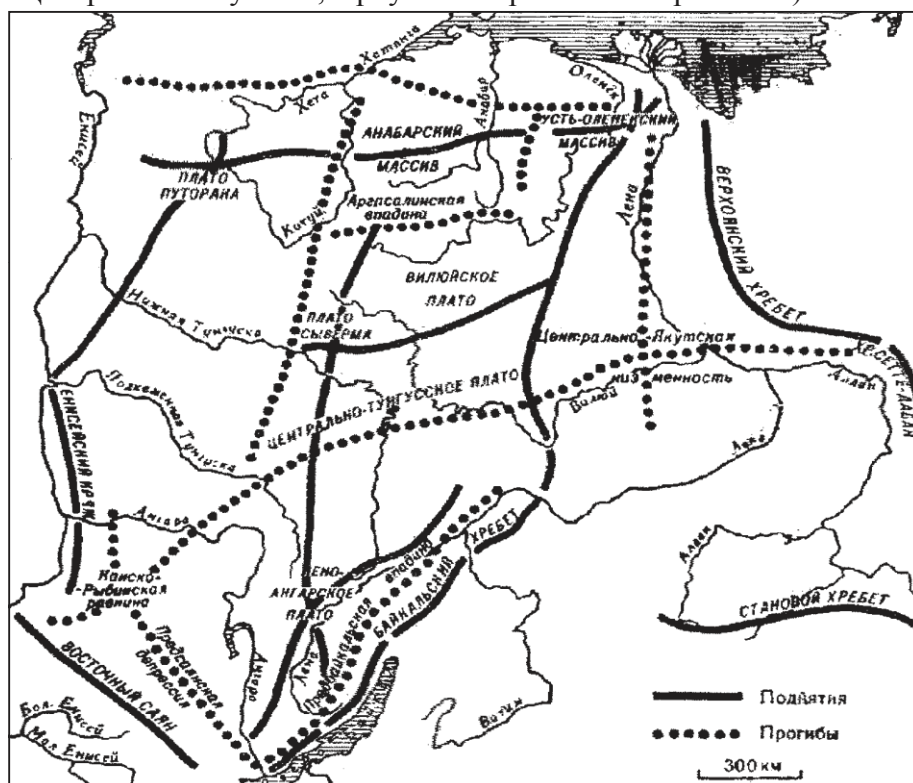


Рис. 6.5. Система субмеридиональных и субширотных орографических волн Сибирской платформы [61].

Для Восточно-Сибирской платформы характерны прямые и обращенные формы рельефа. К прямым морфоструктурам относятся Енисейский кряж, Анабарский и Усть-Оленекский массивы, Алданское плоскогорье, Лено-

Вилуйская низменность. В то же время Тунгусское плато отражает инверсию рельефа, а плато Путорана отвечает самой погруженной части этой синеклизы. По морфоструктурному плану Восточно-Сибирская платформа сходна с Восточно-Европейской, на обеих территориях в центре развиты обращенные структуры, а на периферии преобладают прямые морфоструктуры. Наиболее приподнятые участки выделяются в северозападной части (плато Путорана), с отдельными столовыми вершинами 1500–1700 м и в югозападной части - Енисейский кряж с максимальной высотой 1104 м (г. Енашинский Полкан) (рис. 6.6–6.7).



Рис. 6.6. Реки Путорана водопадами срываются с лавовых ступеней [61]

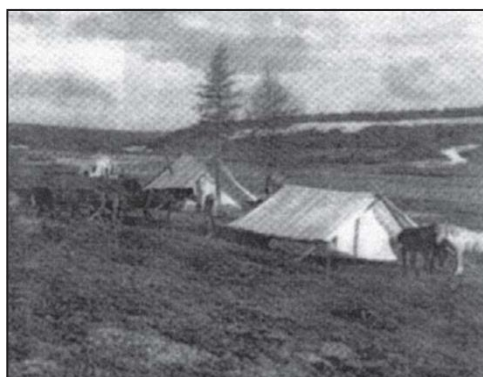


Рис. 6.7. Лагерь геологов на севере плато Путорана (фото из книги Б.Б. Вангера)

Значительная часть Среднесибирского плоскогорья, расположенного в бассейнах Нижней Тунгуски, Ангары и верховьях Вилюя, отличается более сглаженным и спокойным рельефом. С югозапада и юга плоскогорье ограничивают Енисейский кряж, хребты Восточного Саяна, Байкальский хребет и Патомское нагорье. Наиболее приподняты образования Алданского плоскогорья, на котором имеются горные массивы с абсолютными отметками высот до 2400 м. На Анабарском плоскогорье абсолютные высоты горных массивов ниже Алданских, и располагаются они на отметках около 500 м. Южная часть Алданского плоскогорья, служащая водоразделом между бассейном рек Алдана и Амура, называется Становым хребтом, а восточная — хребтом Джугджур. Меньшие площади занимают низменности — Северо-Сибирская, лежащая между северным краем Среднесибирского плоскогорья и плато Бырранга на п-ве Таймыр, и Центрально-Якутская — в среднем течении Лены и в низовьях ее притоков — Вилюя и Алдана. На окраинах плоскогорья располагаются низменности: на севере — Северо-Сибирская низменность в низовьях рек Хатанги, Оленека и на востоке — Центрально-Якутская низменность в низовьях рек Вилюя и Лены. Это наиболее равнинный и пониженный ареал. Наличие траппов (магматические интрузии) в западной и центральной частях усложняют рельеф. Переменяясь с осадочными породами, они обуславливают формирование ступенчатого рельефа по склонам и определяют наличие порогов в руслах рек.

Прибайкалье и Западное Забайкалье характеризуется средними высотами гор (1500–2000 м). Цепочка гор северо-восточного простирания осложняется обширным высоким плоскогорьем (Витимское), плоскими вершинами (1000–1300 м) и высокими горами альпийского типа (до 2500–2800 м) (Баргузинский, Муйский, Каларский и др. хребты). Рельеф Прибайкалья осложняется оз. Байкал, глубина которого 1741 м.

Значительную роль в формировании морфоскульптур рельефа Средней Сибири оказали многолетняя мерзлота и процессы, связанные с ней. В западной части Средней Сибири широким распространением пользуются формы рельефа, обусловленные сезонным промерзанием и оттаиванием почвенного грунта и солюфлюкцией: термокарстовые формы, бугры кучения, булгуны, байджерахи и др. На горных склонах и в ущельях выделяются каменистые потоки (курумы).

Рельеф Таймыра и Северной Земли

Рельеф **Таймыра и Северной Земли** в значительной мере определяется горами Таймыра, архипелага Северная Земля и примыкающей к ним Северо-Сибирской низменностью.

Архипелаг состоит из нескольких островов, наиболее крупные из которых: Большевик, Октябрьской революции, Комсомолец, Пионер. Совместно с Таймыром они образуют Таймыро-Североземельную область. Она включает следующие крупные морфоструктурные элементы: Северо-Сибирская низменность, возрожденные горы (нагорья), плоскогорье архипелага Северная Земля.

Северо-Сибирская низменность характеризуется низкими высотами (150–200 м) и в геоморфологическом отношении представляет опущенный участок древней Сибирской платформы.

От Западно-Сибирской платформы она отделяется долиной реки Енисей.

Нагорье Бырранга (средние высоты 350–550 м, лишь отдельные вершины достигают отметки 1000–1146 м) (рис. 6.8)

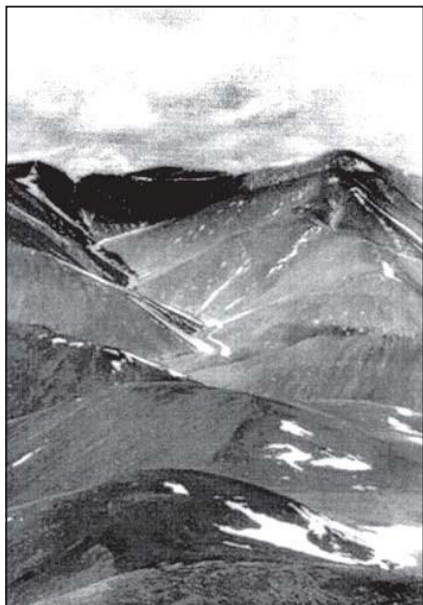


Рис. 6.8. Горы Бырранга[61]

представляет собой самостоятельный блок, несколько сдвинутый по отношению к основному геоблоку Сибирской платформы. Его южная сторона приподнята и обрывается к Северо-Сибирской низменности, а северная — плавно снижается к побережью Ледовитого океана. Морфоструктура нагорья определяется возрастом складчатости. Так, южная его часть принадлежит к герцинидам, а северная — к более ранним — байкалидам. В общем плане разновозрастные структуры разрушены, и на месте пенепленизированной поверхности проявлялись новые и новейшие движения, а также эрозионная деятельность ледника и талых вод. Участки

пенеплена были приподняты в хребты субширотного направления. Эти хребты разделены речными долинами (рр. Пясна и Таймырка). Пясинский желоб и дно реки Таймырки «прорезаны» талой водой древнего ледника, плато Путорана и Янтали пересечены системой глубоких долин.



Рис. 6.9. Система глубоких долин юговосточного простирания, секущая плато Путорана и Янтали (Средне-Сибирское плоскогорье). Снимок из космоса. (Гросвальда, 1999).

Почти вся Таймырская низменность и все днище Енисейской долины к северу от устья Нижней Тунгуски имеет рельеф типичного скебленда¹.

Архипелаг Северная Земля (плоскогорье) имеет много общего в морфоструктурном отношении с нагорьем Бырранга. Рельеф плоскогорья образован пенепле низированной поверхностью разных по возрасту складчатых структур: байкалид (на юге) и герцинид (на севере). Так же, как и блок Бырранга, он несколько перекошен и более приподнят в северо-восточной части архипелага, где распространены куполообразные и крупные уступы, обрывающиеся в сторону наклонных равнин материкового склона. Югозападная часть нагорья — пологая, низменная. Внутренняя часть острова представляет собой высокое плоскогорье.

Рельеф Урала

Урал имеет асимметричное строение с пологим западным склоном и крутым обрывистым восточным. В рельефе Урала преобладают невысокие сглаженные

¹ Скебленд — площадь, пересеченная параллельными ложбинами, изобилующая каплевидными холмами, водобойными котлами и следами размыва.

ГЛАВА 6.

возвышенности высотой 300–700 м. На этом фоне выделяется ряд высоких вершин: горы Народная — 1894 м, Ямантау — 1638 м, Юрма — 1002 м и др.

В физикогеографическом плане Урал делится на области: Полярный Урал, Северный Урал, Средний и Южный Урал. Вдоль оси Урала выделяют пять участков пониженных и столько же поднятых (рис. 6.10).

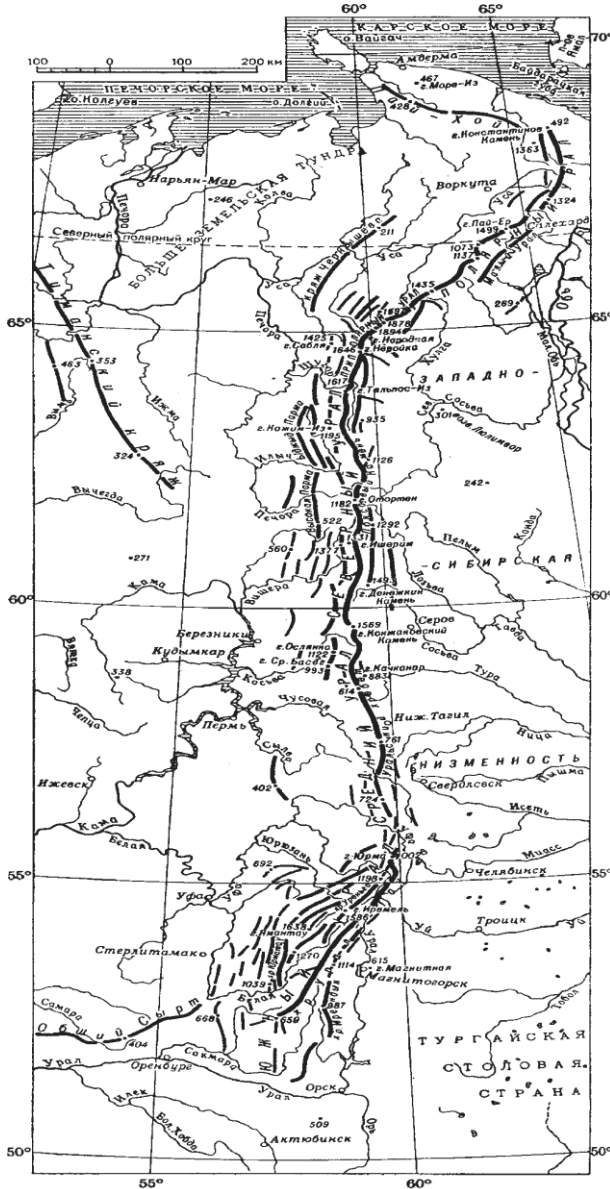


Рис.6.10 Орографическая схема Урала (из географического атласа России)

Наиболее северный пониженный участок осложняет хребет Пай Хой, высота которого не превышает 407 м. Начиная с вершины г. Оченырда (1363 м) происходит повышение территории Приполярного Урала с максимальной отметкой г. Народная — 1895 м (рис. 6.11).

Здесь располагается несколько вершин — Неройка (1646 м), Сабма (1425 м), Тельпосиз (1617) и др. От данного орографического узла в северном направлении отмечается кряж Чернышова.

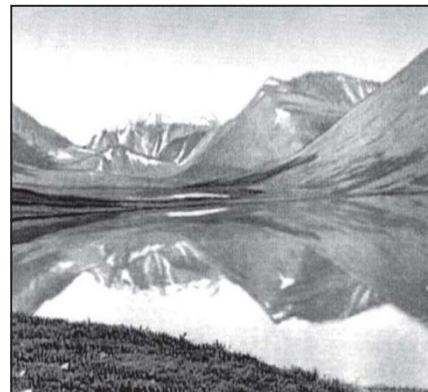


Рис. 6.11. Приполярный Урал. Вдали в центре — гора Народная

От горы Тельпосиз начинается территория Северного Урала до района Конжаковского Камня (1569 м), Косьвинского Камня (1519 м) и Денежкиного Камня (1492 м). От этих Камней прослеживается в северозападном направлении Тиманский кряж. Область Среднего Урала выделяется между Северным и Южным. В рельефе эта часть Урала отвечает понижению морфо структуры среднего Урала, что по высоте соответствует территории на Русской плите от Нижнего Новгорода до Казани.

От горы Тельпосиз начинается территория Северного Урала до района Конжаковского Камня (1569 м), Косьвинского Камня (1519 м) и

Значительными вершинами Южного Урала считаются г. Ямантад (1640 м) и Иремень (1582 м), от которых отходит ответвление в виде Уфимского плато и Южно-Уральской равнины (Запарское плато), южнее которой располагается низко горный кряж Мугоджары с вершиной Большой Бактыбай (675 м).

Особый интерес представляют системы параллельных ложбин, которые протянулись вдоль осевой линии Урала. Между Полярным Уралом и грядой Чернышева выделена депрессия, созданная (по данным Гросвальда, 1999) водными подледными потоками (рис. 6.12), обрабатывающими хребты Обеиз и Западной Санды и участок Приполярного и Северного Урала между 62 и 64° с. ш.

Урал не является исключением, как и в других горных областях здесь абсолютным преимуществом пользуются эрозионные формы рельефа. В основном это речные системы. Более всего рек находится на западном склоне Урала.

Основная часть рек здесь носит меридиональную и субмеридиональную ориентировку, отражая систему тектонических нарушений, синклинальных прогибов и зон залегания «легких» горных пород, склонных к размыву.

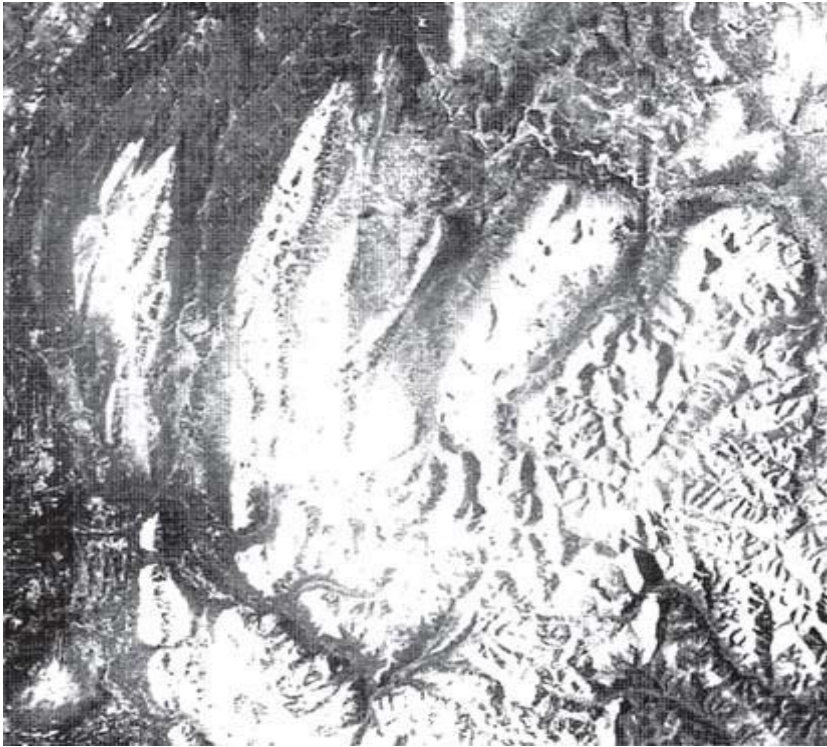


Рис. 6.12. Горный рельеф, измененный подледными потоками. Космический снимок (из кн. Гросвальда, 1999)

Рельеф Казахского нагорья (мелкосопочник)

По характеру рельефа значительная часть **Казахского нагорья** представляет всхолмленную равнину, называемую Казахским мелкосопочником, с отметками высот от 400 до 800 м, над которыми местами возвышаются гряды высотой до 1 км (Кокчетавская, Ерментау, Улутау и др.), реже — до 1,5 км (Каркаралинские горы, Чингизтау и др.) (рис. 6.13). На юге Казахский мелкосопочник граничит с субширотными хребтами: Тарбагатай (до 3 км) и Джунгарский Алатау (до 4,5 км).



Рис. 6.13. Казахский мелкосопочник (фото В.Д. Дибнера)

По мнению В.Д. Дибнера (1950), ландшафт **Казахского мелкосопочника** занимает в эволюционном смысле промежуточное положение между горной страной и классическим пенепленом. На характер рельефа мелкосопочника основное влияние оказали тектонические процессы, приведшие к резкоамплитудным движениям отдельных крупных систем, разрушению их и формированию поверхностей выравнивания с учетом нивелирования поднятий, денудации геоблоков и заполнению разрушенным материалом прогибов (В.Е. Хаин, 1995; Е.Е. Милановский, 1997). В западной части мелкосопочника поднятия и впадины характеризуются изометрическими очертаниями в плане и контрасты высоты здесь небольшие: Кокчетавская возвышенность (г. Синюха — 947 м), Тенгизская впадина (304 м), Улутауская скалистая возвышенность (до 1133 м), Сарысу-Тенгизское поднятие и Чуйскоарысуйская впадина. В Казахском мелкосопочнике выделяются горы Кызытас (наиболее высокие в Центральном Казахстане — до 1566 м), являющиеся водоразделом для всего Центрального Казахстана. На востоке среди полупустынной широтной зоны протягивается хр. Чингизтау (г. Кособа, 1305 м). Следует отметить высокие отметки для всего Казахского нагорья, образованные сводовыми поднятиями горстового типа: хребты Джунгарский Алатау (до 4464 м), Тарбагатай (до 2992 м), разделенные группой впадин: Балхашская, Алакольская и Зайсанская. Процессы орогенеза в мезозое и кайнозое, активно проявившиеся в Тянь-Шане, оказали свое влияние и на структуры Казахского мелкосопочника. Наибольшее прогибание перечисленные впадины испытали в четвертичное время, а в общем плане — Казахский мелкосопочник в это время продолжал подниматься со скоростями 9–10 мм/год.

Рельеф Тянь-Шаня

В целом, структуры **Тянь-Шаня** имеют общую протяженность более 2500 км, восточная часть которых находится в Китае, а западная — в Киргизии, Казахстане, Узбекистане и Таджикистане. Самая высокая отметка Тянь-Шаня — пик Победы — 7439 м. Очень близок к семитысячникам пик Хан-Тегри (6995 м), расположенный поблизости от пика Победы. Северная часть Тянь-Шаня относится к каледонидам, а

южная — к герцинидам и граничит на юге с молодой — Туранской плитой, Таджикской впадиной и Памиро-Алаем (рис. 6.14).

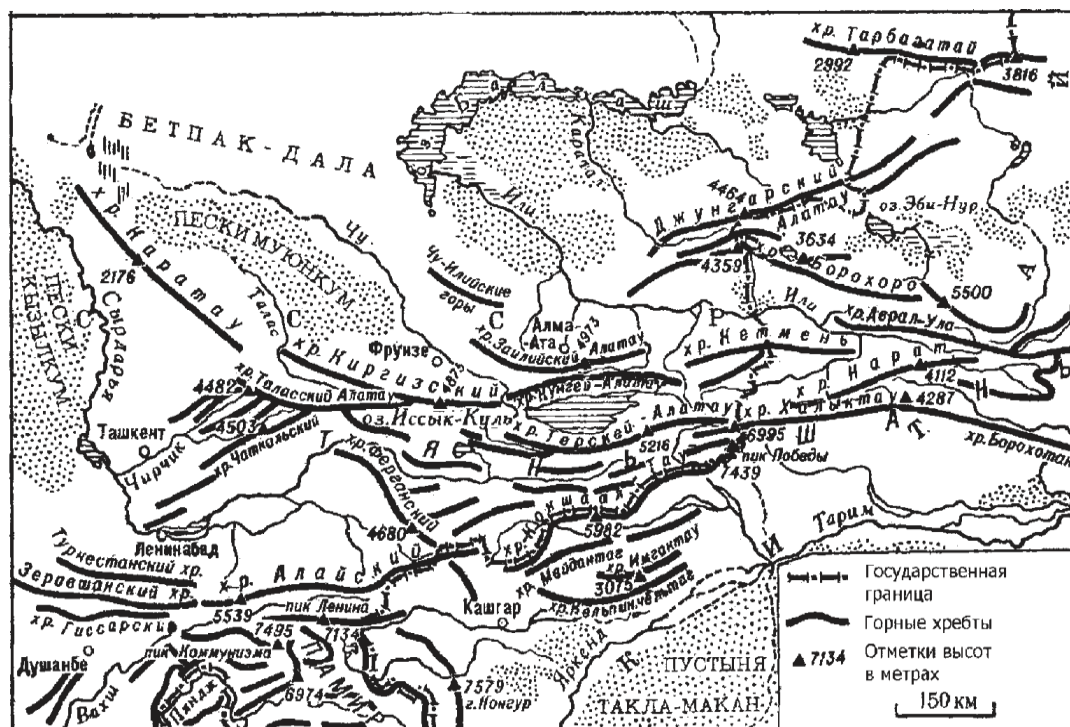


Рис. 6.14. Орографическая схема Тянь-Шаня (из атласа СССР, 1990)

На территории СНГ расположена западная часть Тянь-Шаня, а его восточная целиком находится в пределах Китая. Западный Тянь-Шань в орографическом отношении принято делить на четыре крупных региона: Северный, Западный, Южный и Центральный (или Внутренний) (А.Ю. Мещеряков, 1972; И.С. Щукин, 1983). Существует и более обобщенное деление: Северный, Центральный и Южный.

Северный Тянь-Шань включает высокие и протяженные хребты субширотного простирания: Киргизский, Таласский, Заилийский Алатау (рис. 6.15–6.16), Кунгей Алатау, а также межгорные впадины: Чуйская, Таласская. Границей, отделяющей Северный Тянь-Шань от Центрального, является группа крупных впадин: Иссык-Кульская, Кочкорская, Джумгалская, Сусамырская, Кетмень-Тюбинская (по реке Нарын).



Рис. 6.15. В горах Заилийского Алатау(WWW)

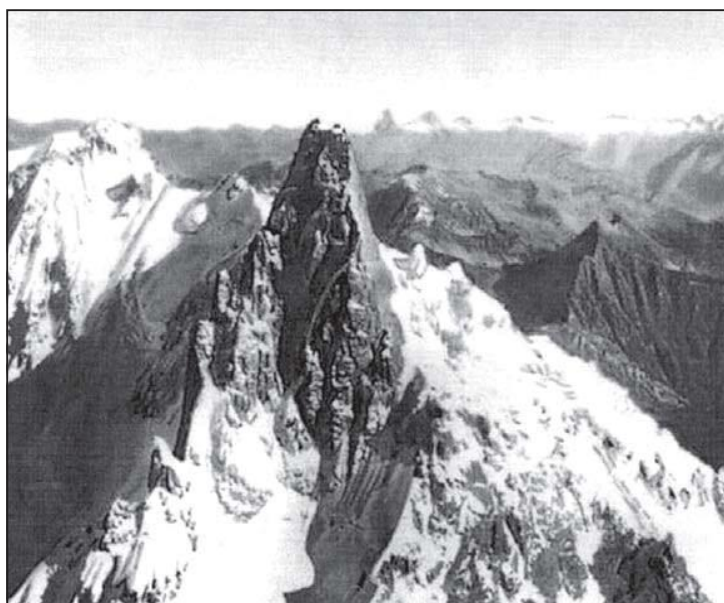


Рис. 6.16. Карлинг в горах Тянь-Шаня(WWW)

Центральный Тянь-Шань образуют хребты, расположенные по сторонам треугольника: хр. Терскей-Алатау (северная сторона), хр. Какшааль-Тау (юго-восток) и на западе — Ферганский хребет. Внутри треугольника выделяется обширное нагорье — так называемая сыртовая область Тянь-Шаня (остатки древнего пенеplена), осложненная крупными впадинами: Верхненарынская, Сред-ненарынская и Актирайская.

Северный и Центральный Тянь-Шань отделяется от Западного и Южного крупным региональным Талассо-Ферганским (О.К. Чедия, 1965) разломом. В состав Западного Тянь-Шаня включают хребты: Каржантау, Угамский, Пскемский, Чаткальский, Кураминский. Западный Тянь-Шань отделяется от Южного крупной межгорной Ферганской впадиной и Ташкентской котловиной.

Южный Тянь-Шань представляет собой систему хребтов, отходящих от широкого Алайского хребта почти в субширотном направлении и разветвляющихся на более мелкие хребты и отроги: Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский, Нуратау, Мальгузарский, Каратау и Чу-Илийские (горы) (рис. 6.17).



Рис. 6.17. Ущелье Зидды
(Гиссарский хр. Южного Тянь-Шаня) (фото автора)

Морфоструктурные особенности Тянь-Шаня полностью определяются геологическим строением (геоблоки). Так, наиболее обширный блок объединяет Северный Тянь-Шань (преимущественно каледонская складчатая структура) и Центральный Тянь-Шань (с преимущественно герцинской

складчатой структурой). По краям сводовой структуры геоблока, который рассматривается как общий пенеппен с восточной оконечностью Казахского мелкосопочника (щита). Другое сводовое поднятие образует структуры Западного Тянь-Шаня, и третий — морфометрический — представляет сильно вытянутый сводовый геоблок Южного Тянь-Шаня. Поднятия сильно осложняются в рельефе межгорными впадинами: Иссык-Кульская, Ферганская и многие другие. Значительная группа исследователей в формировании современного облика хребтов и впадин Тянь-Шаня ведущую роль отводит блоковым (глыбовым) складчатым формациям.

Часть хребтов носит выраженный унаследованный характер морфоструктур каледонскогерцинской складчатости: Зеравшанский, Туркестанский, Кокшаалтау и др. Есть хребты и с инверсионной морфоструктурой: осевая часть Алайского хребта (Н.А. Гвоздецкий) относится к Северному Памиру, Ферганский хребет и др. Также инверсионный современный морфоструктурный характер имеют впадины: Иссык-Кульская, Ферганская, развивающиеся на месте каледонских массивов.

Восточный Тянь-Шань расположен в Китае и является продолжением структур Западного Тянь-Шаня (Н.А. Гвоздецкий, 1987). Восточный Тянь-Шань описан был подробно Н.М. Пржевальским (1847). Восточный Тянь-Шань ограничен с севера Джунгарской, а с юга — Кашгарской (Таримской) котловинами. Здесь отчетливо прослеживаются две ветви хребтов, разграниченные межгорными впадинами. Северная полоса, Боро-Хоро, соединяет систему Тянь-Шань с Джунгарским Алатау, Ирен-Хабырга, Богдо-Ула, Баркельтаг и Карлыктаг. Южная полоса объединяет хребты Халыктау, Сарминула, Борохотан, Борто-Ула и Чельтаг, южнее — Куруктаг. Самые высокие отметки хребтов достигают 5500 м (хр. Богдо-Ула имеет отметку 5445 м). Отличительной чертой рельефа является его резкая контрастность. Например, рядом с хр. Богдо-Ула располагается впадина Турфанская с отметкой 154 м. Днища впадин и долин здесь располагаются на отметках от 154 до 2500 м. Складчатые системы Восточного Тянь-Шаня, как и Западного, состоят из каледонид и герцинид симметрично. Но каледониды, идущие от оз. Иссык-Куль (Кыргызстан) южнее Турфана (Китай), по простиранию выклиниваются и заменяются на герцинские структуры.

Рельеф Алтае-Саянской горной страны

В **Горном Алтае** хребты расположены веерообразно (рис. 6.18). На юге они имеют широтное направление (хр. Южный Алтай до 3373 м). Максимальные высоты у Катунского хребта (вершина Белуха — 4506 м), Северо и Южно-Чуйские хребты с высотой до 4173 м, Теректинский, Курайский хребты, Нарымский хребет (до 2533 м) и Колбинский хребет (до 1606 м). Следует подчеркнуть, что Алтайские горы, Кузнецкий Алатау, Салаирский кряж и другие хребты резко выделяются в рельефе по сравнению с прилегающими просторами равнины (Западно Сибирской).

Алтае-Саянская горная страна подобно Тянь-Шаню испытала в позднем кайнозойе текто-ническую активизацию и приобрела современный складчатоглыбовый облик и соответствующий горный рельеф. На востоке и юго-востоке прослеживается серия высокогорных хребтов (до 2,5–4,5 км) — Хамар-Дабан, Восточный Саян, Западный Саян, а на севере и северозападе преобладают хребты средне и низкогорные (от 0,5 до 2 км) — Бетеневский кряж, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Салаирский кряж, хребты Рудного и Южного Алтая, Колба, Саур и др. Вершины гор со средними высотами (2000–3000 м) летом редко покрываются снегом и носят название «гольцы». Горная система Саян делится на Западный и Восточный Саян. Между горными хребтами прослеживаются котловины: Северо и Южно-Минусинские, Тоджинская, Тувинская, Убсунурская, Кузнецкая, Чуйская, Зайсанская. Котловины располагаются на высотах от 200 до 900 м. На хребтах Южной Сибири берут начало крупнейшие реки Западной Сибири — Енисей и Обь. Тувинскую и Каа-Хамскую котловины с юга ограничивает хребет Восточный Танну-Ола (до 2602 м) и нагорье Сангилен (до 3276 м). Сложная геологическая история Алтае-Саянской области в неогеновую эпоху предопределила и весьма сложный и неоднородный ее современный морфоструктурный облик (рис. 6.19).

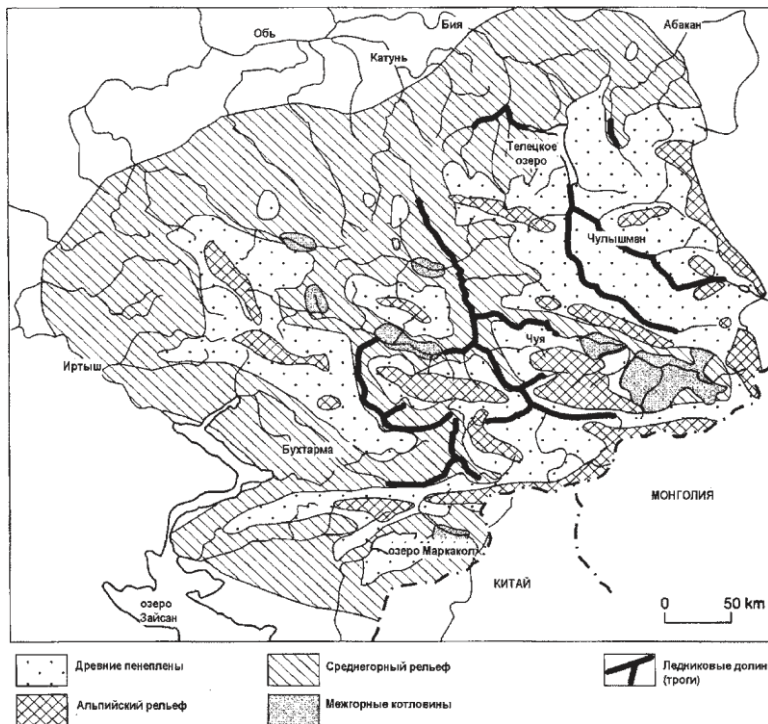


Рис. 6.19. Главные типы рельефа в Алтае. (По Суслову. 1961): 1 – древний; 2 – альпийский ландшафт; 3 – среднегорный рельеф; ровная долина; 5 – ледниковая долина

Альпийский этап, проявившийся в неогенчетвертичное время, создал основные черты рельефа этой горной страны. Древняя пенепленизированная поверхность была приподнята на значительную высоту (до 4000 м), расчленена на отдельные блоки и межгорные впадины. К настоящему времени здесь сформировалось три уровня рельефа в зависимости от

высоты: низко, средне и высокогорный уровни. Альпийский рельеф характеризуется значительными высотами хребтов (до 4500 м), который сопровождается сильной расчлененностью (глубина врезов речных долин 1000–1500 м). Наиболее часто встречаемые формы рельефа — островершинные пики, кары и карлинги, троговые долины, моренные холмы. Непосредственно альпийский рельеф подразделяется на два уровня (Щукин, 1960) — наиболее приподнятый, к которому на Алтае относятся хребты: Катунский, Южно и Северо-Чуйский, Сайгюлем, Табын-Богдо-Ола, и второй уровень с несколько меньшими высотами: Куройский, Шапшальский, Чихачева, Сумультинский, Айгулакский, Теректинский и другие.

Следует отметить, что в Алтае-Саянской области морфоструктура альпийского высокогорного рельефа усложняется морфо-скульптурами экзорационноивального и ледниково-аккумулятивного рельефа.

Характерные формы этого рельефа встречены на всех хребтах Алтая и в Саянах, более всего они развиты на плато и плоскогорьях (Чулымшанское плато, плоскогорье Укок, а также на хребтах Терехтинский, Тигирецкий, Корганский, Холзунский, Айлагушский, Иолго и Листвяго).

Среднегорный рельеф эрозионноденудационный, наиболее типичный для этого региона с абсолютными отметками 1000–2000 м и относительным превышением вершин над долинами от 500 до 1000 м. Верхней границей среднегорного рельефа принимается поверхность древнего пенеплена, которая осложнена массивными скалистыми гребнями или террасированными долинами (Рудский, 2000).

Низкогорный эрозионно-аккумулятивный и эрозионно-денудационный рельеф более характерен для Северного Алтая и предгорий Восточного Саяна. Абсолютная высота здесь не превышает 1000 м. Для межгорных и внутригорных котловин характерен аккумулятивный тонический рельеф. Долины крупных рек довольно широкие и имеют выраженные поймы и террасы (Бия, Катунь, Чарыш, Ануй и др.) (рис. 6.20).

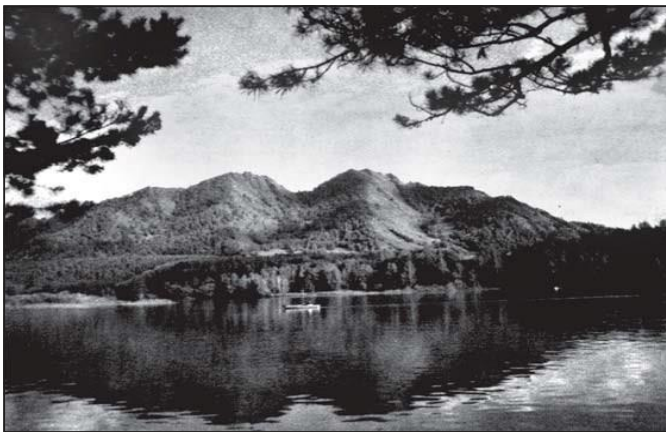


Рис. 6.20. Гора Верблюд (Алтай) (фото Н.А. Гвоздецкого)

Рельеф гор Южной Сибири

Высокие горы, опоясывающие **Восточную Сибирь**, прослеживаются вплоть до Охотского моря. Значительная часть этих гор также уходит на территорию Северного Китая и Монголии. Они входят в состав Урало Монгольского складчатого пояса и подразделяются на две подобласти — Байкальскую и Охотскую. Байкальскую подобласть слагают байкалиды (хребты Забайкалья, Прибайкалья, Восточных Саян), а Охотскую — герциниды и мезозойды (система хребтов широтного направления):

ГЛАВА 6.

Янкан Тукуринга, Джагды (до 1842 м) и меридионального простираия: Буреинский (до 2640 м) и др. Ближе к Амуру рельеф холмистый (фото Н.А. Гвоздецкого).

Своеобразный геоморфологический облик имеют горы Байкало-Станового геоблока, относимые исследователями к продолжению Восточного Саяна и сложенные каледонидами Прибайкалья, Байкальского нагорья и Забайкалья. На территории Прибайкалья, примыкающей с запада и востока к оз. Байкалу, прослеживается система хребтов: Приморский хребет (до 1728 м) Байкальский хребет (г. Черского — до 2572 м). Восточнее оз. Байкал протягиваются на северозапад хребты: Хамар-Дабан (до 2304 м), Улан-Баргасы (до 2049 м), Баргузинский (до 2840 м), Ипатский (до 2573 м). Рельеф местности усложняют впадины. Самая глубокая впадина Байкальская (1741 м), а также межгорные котловины: Тувинская, Баргузинская, Верхнеангарская, Якутская, Чарская (последние две выделяются в пределах Станового нагорья) (рис. 6.21–6.22).



Рис. 6.21. Баргузинский хребет (Забайкалье) (WWW)

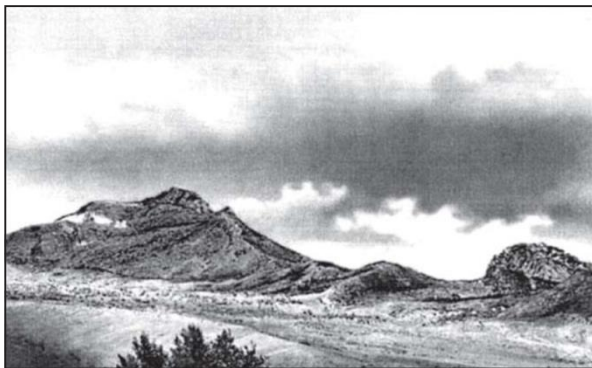


Рис. 6.22. В горах Забайкалья (Читинская область) (фото Н.А. Гвоздецкого)

Основные орографические элементы Станового нагорья это впадины и хребты. Наиболее крупные впадины Верхнемуйская, Муяканская, Якутская, Чарская и Верхнекамарская. К крупным относятся Северо-Муйский хребет и его продолжение — хр. Кодар (до 2999 м), возвышающиеся над долинами до 2 км.

Высота Северо-Муйского хребта достигает отметки 2561 м. Между реками Витим и Олекма расположены хребты Удокан (2515 м), Кодар. В общем, хребты Станового нагорья резко асимметричны за исключением хребта Удоканского, который абсолютно симметричен, к тому же центральную его часть усложняют несколько потухших вулканов. Становое нагорье продолжается на северо-восток в виде Станового хребта (средняя высота 1,5 км) и переходит в хребет Джугджур. К северу от Байкало-Станового нагорья выделяется Патомское нагорье — ярко выраженный в плане овал. Свод его усложняют массивы и хребты (хребет Кропоткина, высотой до 1647 м). Для территории Забайкалья характерны средние и низкие горы и вытянутые котловины. Здесь выделяют следующие морфоструктуры: Селингинское нагорье с высотами до 1,5 км, Витимское плоскогорье — 1,3–1,6 км, Яблоново-Черское среднегорье, Чикай-Ингодинское среднегорье, с высотами до 2519 м, Олек и Пришилкинское среднегорье. В образовании морфоструктур гор Южной Сибири важную роль сыграли разломы и сводовые поднятия массивов в неогенчетвертичное, а также в мезозойскораннекайнозойское время.

Рельеф Западной Сибири

Западно-Сибирская низменность представляет собой почти идеальную равнину с крайне незначительными колебаниями высот. Основными формами рельефа являются плоские и очень широкие сильно заболоченные междуречья, примером которых может служить водораздел Иртыша и Оби (Васюганы). В северной части низменности ледниковые отложения образуют моренные холмы междуречий. На побережье Карского моря (п-ова Ямал и Гыданский) широко развиты широкие аккумулятивные равнины, образовавшиеся за счет опускания местности. Эстуарий реки Енисей — также следствие опускания территории. В южной части низменности (Кулундинская и Барабинская степи) однообразие рельефа осложняется длинными и узкими увалами, чередующимися с ложбинами.

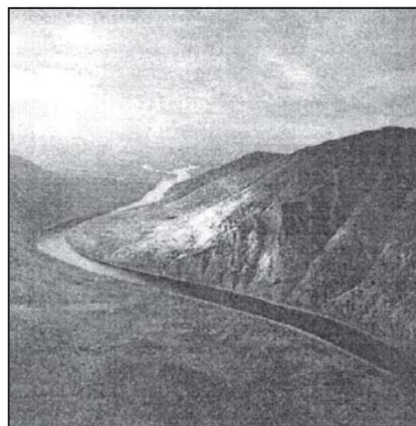
...«Казалось бы, что прав был исследователь Г.И. Танфильев (1902), который утверждал, что за Уралом к востоку дорога вступает в область почти горизонтальной равнины, где глаз не улавливает почти никаких изменений в рельефе, где нет ни холмов, ни оврагов, где некоторое разнообразие в пейзаж вносят лишь многочисленные самой различной величины озера в низких, постепенно сливающихся с окружающей равниной, берегах». (Из шк. учебника геогр. Зап. Сибири.)

Западно-Сибирская плита отличается общим незначительным превышением поверхности над уровнем океана. Ее абсолютные высоты нигде не превышают 300 м. Она подобна гигантской чаше с приподнятыми крупными бортами и искривленным дном. Вздвигнувшиеся Сибирские увалы (160–210 м) делят пологой складкой обширную равнину на две неравные части. К северу и югу от увалов прослеживаются хорошо выраженные в рельефе прогибы. В низовьях

Иртыша до Оби (по широте) просматривается южное понижение (прогиб) с максимальными отметками на водоразделах до 100 м. В низовьях рек Оби, Надыма, Пуры, Таза и к северу от Сибирских увалов до Обской губы включительно располагается меньшее по площади понижение в рельефе (самые высокие отметки на водоразделах достигают 80–100 м). В обоих понижениях от центров к периферии происходит постепенное (ступенчатое) увеличение высот в рельефе. Водоразделы плоские с абсолютными отметками до 100–150 м, изредка встречаются на водоразделах увалы с высотами до 180–220 м. Русла рек располагаются на отметках (70–90 м) и только на водоразделах несколько выше и прорезают холмистые отроги гор Южной Сибири (рис. 6.23).

Рис. 6.23. Верховье р. Енисей (фото В. Качиной)

В Западной Сибири прослеживается закономерность в распределении форм рельефа по морфологическим областям: 1 — область молодых ступенчатых равнин северного побережья (п-ва Ямал, Тазовский, прибрежная полоса Гыданского); 2 — область ледниковых аккумулятивных плоских и холмистых равнин в краевой части древнего оледенения (примерно до 57° с. ш. северной части равнины и на юге до широты долины Иртыша); 3 — область внеледниковых плоских и волнистых аккумулятивных равнин с развитым гривным рельефом, эрозионными котловинами и впадинами (область занимает южную половину низменности); 4 — область горных



ГЛАВА 6.

районов (предгорья гор Южной Сибири на границе с низменностью); 5 — долины Оби, Иртыша, Енисея и их притоков, пересекающих Западно-Сибирскую низменность. Перечисленные области морфоструктур имеют выраженное влияние геологической основы с преимущественно унаследованными поднятиями и опусканиями (прямые морфоструктуры) разной ориентированности — субширотной, субмеридиональной и периферическая система (рис. 6.24).

Определенный интерес представляют гривные формы рельефа (встречаются очень редко), представляющие собой своеобразные «острова», резко выделяющиеся среди окружающей местности (рис. 6.25). Высота грив достигает 15 м, длина различна: от 5 до 25 км при ширине 350–100 м и более. Значительно развиты формы рельефа ледникового и постледникового происхождения: холмистоморенный, озовый, зандровый, эрозионный (овражный, речной и др.). Наряду с перечисленными морфоскульптурными формами рельефа нужно отметить наличие морских аккумулятивных равнин — п-ва Ямал, Гыдан и Тазовский, где насчитывается до 6–7 террас с высотой уступов до 20 м.

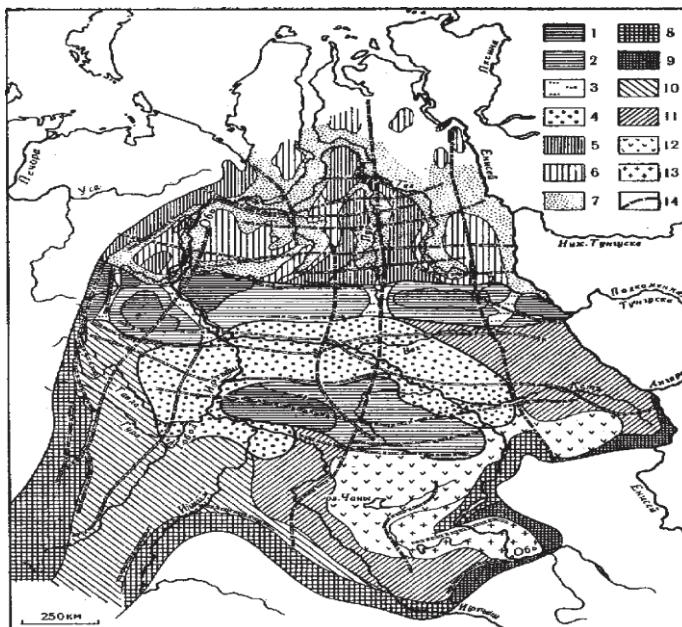


Рис. 6.24.
Схема морфоструктурного районирования Западно-Сибирской равнины (С.А. Архипов, 1968).
 Субширотная система морфоструктур: области: 1 — наиболее интенсивных унаследованных поднятий (преимущественно прямые морфоструктуры); 2 — менее интенсивных поднятий (морфоструктуры переходного и инверсионного типов); 3 — относительных опусканий (прямые или переходные морфоструктуры); 4 — устойчивых унаследованных опусканий (прямые морфоструктуры). Субмеридиональная система морфоструктур: области: 5 — устойчивых унаследованных поднятий (прямые морфоструктуры); 6 — относительных поднятий (прямые или переходные морфоструктуры); 7 — молодых прогибов (заняты речными долинами). Периферическая система морфоструктур: области: 8–9 — преимущественных поднятий: 8 — прямые и переходные морфоструктуры, 9 — переходные и инверсионные морфоструктуры; 10–11 — переменных движений с преобладанием поднятий: 10 — прямые морфоструктуры, 11 — переходные морфоструктуры; 12–13 — относительных опусканий: 12 — переходные морфоструктуры, 13 — инверсионные морфоструктуры; 14 — разломы в фундаменте

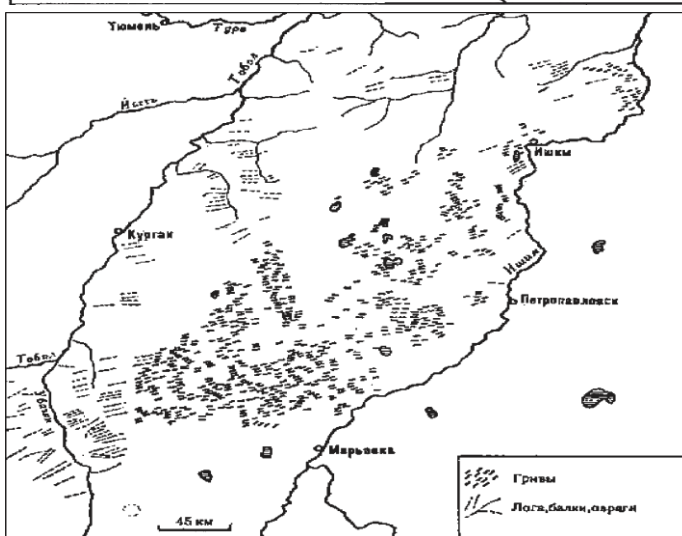


Рис. 6.25. Карта-схема рельефа Тоболо-Ишимского междуречья (по М.Е. Городецкой)

Рельеф Туранской равнины

В рельефе **Туранской плиты** (равнины) выделяются обширные возвышенности и низменности. Она продолжает на юг Уральскую систему. Крупная деталь в рельефе Туранской равнины — ее грядоволожбинная картина, созданная предположительно катастрофическим водным потоком. Среди возвышенностей преобладают плато, платообразные равнины — Тургайское плато (до 200–300 м), плато Устюрт (до 250–240 м), Красноводское плато, Заунгузское плато, платообразная равнина Кызылкум, Карабильское плато и возвышенность Бадхыз (рис. 6.26).

Наряду с плато выделяются возвышенности низко и средне-горные. Например, возвышенность Мангышлака (до 556 м), возвышенности Кызыл-кумского плато (до 473 м); горы: Букантау (764 м), Тымдаг-Тау (922 м), а также отроги Тянь-Шаня — горная цепь Нурутау (до 2169 м), хребет Каратау (до 2176 м).



Рис. 6.26. Гора Бадхыз(WWW)

Наряду с плато выделяются возвышенности низко и среднегорные. Например, возвышенность Мангышлака (до 556 м), возвышенности Кызылкумского плато (до 473 м); горы: Букантау (764 м), Тымдаг-Тау (922 м), а также отроги Тянь-Шаня — горная цепь Нурутау (до 2169 м), хребет Каратау (до 2176 м). Отрицательные формы рельефа подразделяются на низменности и глубокие — широкие впадины (депрессии). Из низменностей широко известны ЮжноКаракумская и Закаспийская, а также низкие пластовые равнины: Приаральская, Верхнеузбойская, Сырдарьинская, Муюнкумская. Наиболее обширная впадина — это Аральское море (урез воды +43 м, глубина до 58 м), а самая глубокая впадина — Карагие (днище –132 м) и другие впадины: Акчакая (–81 м), Карын-жарык (–70 м), Сарыкамышская (–38 м) и др. (рис.6.27).

Рис. 6.27. В низовьях Амударьи (фото автора)



Рельеф Восточных Карпат

На юго-западе Русская равнина ограничена горными сооружениями **Карпат** (рис. 6.28). Его восточная часть (Украинские Карпаты) представляет собой средневысотную горную страну. Современный рельеф Восточных Карпат — результат неравномерных новейших тектонических движений и эрозионного размыва. Иными словами рельеф Карпат полностью определяется соответствием зональным геологическим структурам. Всего выделяют шесть зон с разным рельефом: 1 — область Предкарпатья (Предкарпатский краевой прогиб) — сложная равнина, водоразделы которой близки к низкогорьям, чередуются с террасовидными равнинами и котловинами; 2 — область Внешних Карпат — низкогорный и среднегорный рельеф; высота гор достигает 1800 м; 3 — область Водораздельно-Верховинская — низкогорный рельеф с абсолютными отметками 600–700 м, осложненный истоками Днестра, Тисы, Сана и др.; 4 — Полонинско-Черногорская область — самая высокая гора Черногорского хребта — г. Говерла — 2061 м; рельеф типичный среднегорный, осложненный постледниковыми цирками, карами; 5 — область Раховского кристаллического массива — встречаются острые скалистые гребни; 6 — области вулканических гор (Выгорлат-Гутинская гряда) — отдельные горные хребты и ильские низины.

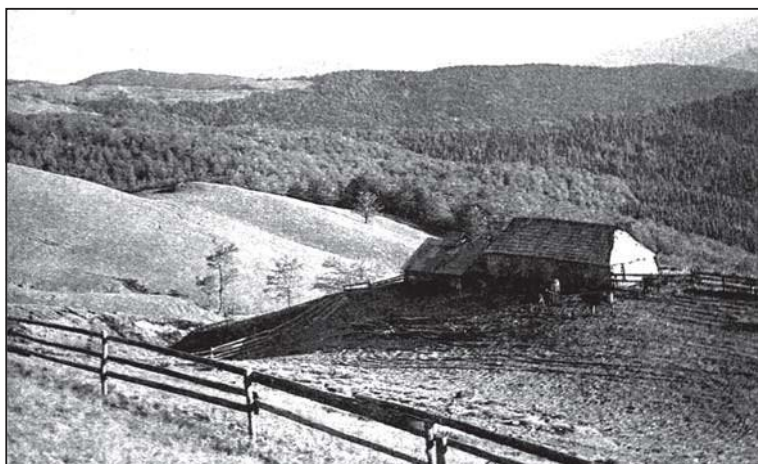


Рис. 6.28. Восточные Карпаты (фото Н.А. Гвоздецкого)

Территориально в состав Северной Евразии (в рамках СНГ) входит северо-западная часть Восточных Карпат, отделенная от Восточно-Европейской платформы Предкарпатским краевым прогибом. К западу от Восточных Карпат прослеживается система Закарпатских

впадин, являющихся частью Венгерской депрессии, занимающей пространство между Карпатами, Альпами и Динарскими горами. На территории СНГ располагаются лишь две небольшие впадины — Верхнетиссенская и Чоп-Мукачевская, разделенные юго-восточным отрогом Выгорлат-Гутинского вулканического хребта.

Рельеф горного Кавказа

Кавказская горная область. В орографическом отношении Кавказ подразделяется на горные системы Большого и Малого Кавказа, равнины Предкавказья и Закавказья, разделенные Рионо-Куринской депрессией. В пределах Большого Кавказа выделяются Северо-Западный, Западный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный регионы, отличающиеся по рельефу и геологическому строению.

Северо-Западный (Причерноморский) Кавказ отличается средними высотами гор (1000–3000 м). Западнее абсолютные высоты хребтов резко возрастают до 4000–4500 м. Самые высокие вершины — 5000–5500 м локализуются в Центральном Кавказе (Эльбрус, Дыхтау, Коштантау, Шхара, Джангитау, Казбек). Они покрыты вечными

снегами, ледниками, имеют резкие очертания, типичные для альпийского орогенеза. На фоне окружающих гор сильно отличается двуглавый Эльбрус (рис. 6.29).

Высота его западной части 5633 м, а восточной — 5595 м. Центральный Кавказ является наиболее приподнятой частью Кавказской горной области. Рельеф Западного и Центрального Кавказа характерный — гористый, его образуют веерообразные, опрокинутые и изоклиналильные складки, разбитые разломами и осложненные надвигами (рис. 6.30–6.31).

Для Восточного Кавказа характерно уменьшение максимальных отметок вершин до 4500 м. Высота вершин Юго-Восточного Кавказа уменьшается до 3500–2200 м. К северо-западу и на юго-восток рельеф резко понижается и усложняется проявлением многочисленных грязевых вулканов (Тамано-Керченская и Апшеронско-Кобыстанская зоны понижений).

Рис. 6.29. Гора Эльбрус на фоне северного склона Большого Кавказа(WWW)

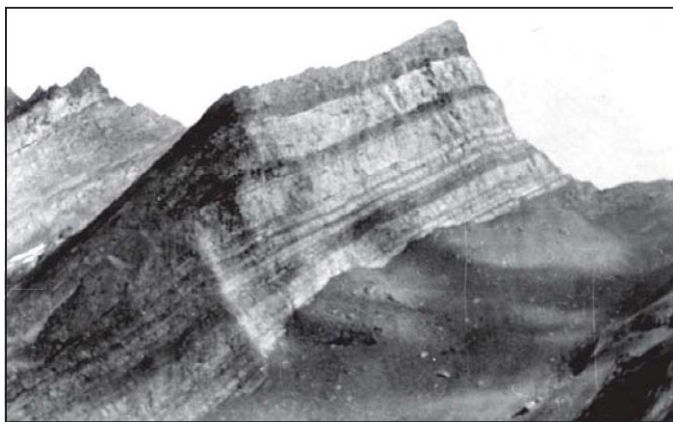


Рис. 6.30. Ступенчатый взброс. Центральный Кавказ. Фото втора

Рис. 6.31. Разлом. Центральный Кавказ. Фото автора



Большой Кавказ образован несколькими хребтами, вытянутыми параллельно друг другу. В центре системы располагается Главный, или Водораздельный, хребет. Он делит Большой Кавказ на две асимметричные части — широкий Северный и узкий Южный склоны. Севернее Главного хребта прослеживаются от двух до четырех горных гряд (Боковой, Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты), характеризующихся пологими северными и обрывистыми южными склонами. Такие формы рельефа в географии получили название куэст. На южном склоне Большого Кавказа расположены короткие поднятия, продолжающиеся в направлении, почти параллельном Главному хребту.

Севернее Большого Кавказа расположено **Предкавказье**. На западе его отчетливо выделяется в рельефе плоская Азово-Кубанская низменность (до низовьев рек Дон и Маныч и оз. Маныч-Гудило). Абсолютные отметки низменности составляют 100 м и только в районе Ставрополя увеличиваются до 200 м. Центральную часть Предкавказья занимает Ставропольская возвышенность, на юго-западе которой выделяется гора Стрижамений 831 м. Юго-Западным продолжением низменности выступает Таманский полуостров, берега которого изрезаны многочисленными лиманами, а равниннохолмистый рельеф осложнен грязевыми сопками. По низменности протекает река Кубань с многочисленными притоками. Южнее Ставропольской возвышенности выделяется группа гор, образованных локолитами. Затем прослеживаются Терский и Сунженский хребты.

Малый Кавказ состоит из системы хребтов, вулканических нагорий и котловин. К примеру, Ахалкалакское и Армянское вулканические нагорья с жерлами отдельных потухших вулканов (рис. 6.32). Высота вулканического массива Арагац — 4095 м, и он выделяется на фоне Армянского нагорья, высота которого в среднем 1800 м. В центре Севанской котловины находится оз. Севан. К западу Малый Кавказ переходит в хребты Восточного Понта (в Турции), а его юговосточным продолжением служит Талышский хребет, а также Кубадаг и Эльбурс (в Иране). В значительной степени вулканические нагорья осложнены сильно расчлененными хребтами, которые разделены Араратской и Нахичеванской впадинами.



Рис. 6.32. Потухший вулкан (Колхидской низменности) на Армянском нагорье (WWW)

Между Большим и Малым Кавказом расположены Закавказская межгорная зона (равнина), на западе Рионская и на востоке — Куринская. Поверхность Рионс почти плоская, слегка наклоненная к западу. Куринская низменность отличается от Рионской более сложным рельефом. В восточном направлении просматривается общее снижение поверхности, которая получила название Кура-Араксинской низменности, к северу от которой выделяется полоса невысоких возвышенностей и плоскогорий. Ландшафт Куринской низменности преимущественно полупустынный и степной. В средней части низменности протекает полноводная река Кура. Характерно развитие грязевых вулканов.

Рельеф горного Крыма

Рельеф **Горного Крыма** определяется тремя орографическими элементами: яйлой (главная гряда) и двух передовых куэстовых гряд. Западная часть яйлы представляет собой горную гряду с пластообразной поверхностью, отдельные части которой имеют названия: Ай-Петринская яйла, Ялтинская, Никитская, Бабучан яйла. В свою очередь, яйлы распределяются на ряд пластообразных массивов: Чатыр-Даг, Демерджи-яйла, Долгоруновская яйла и др. Самая высокая вершина яйлы — гора Роман-Кош на Бабучаняйле (1545 м), высота горы Эклизи-Бурун на Чатыр-Даге — 1525 м. Характерную ландшафтную особенность яйле придают карстовые формы рельефа (воронки, котловины, пещеры). К северу от Ай-Петринской яйлы в истоках Бельбека прослеживаются каньоны по тектонической трещиноватости.

Рельеф южного побережья Крыма эрозионный, осложняющий водораздельные гряды. Характерными формами Южного Крыма являются вулканические грибообразные формы (г. Медвежья (Аю-Даг), г. Касбель близ Алушты и др.). Северный склон яйлы осложнен двумя куэстовыми грядками. Высота внутренней куэсты 550–750 м. В ней отмечены карстовые каньоны и овраги. Рельеф *Керченского полуострова* холмистый, местами встречаются грязевые вулканы. *Степной Крым* представляет собой очень плоскую, почти идеальную равнину.

Рельеф горного Копетдага

Копетдаг состоит из системы параллельных хребтов северо-западного направления. Наиболее северный — Передовой хребет (высотой около 1 км) (по З.А. Сваричевской, 1965). Следующий к югу хребет — более высокий (2,5 км) — состоит из нескольких гряд, разделенных продольными долинами. Резко возвышается над окружающими равнинами Большой Балхан (г. Арлан, 1880 м). Склоны его круты и обнажены. Южный склон более пологий и изрезан глубокими ущельями. Малый Балхан (779 м) отделен от Большого Балхана синклинальным прогибом, который занят низовьем сухого русла Узбой.

В Копетдаге четко обнаруживается связь рельефа с тектоникой. Цепи хребтов Западного Копетдага соответствуют системам антиклинальных поднятий, которые разделены продольными широкими равнинами: Ходжакалинская, Сумбарская и Чандырская, которые соответствуют синклиналям. Характерная особенность Копетдага — плоская форма вершин и гребней. Рельеф Копетдага отличается выраженным ярусным строением с характерными поверхностями выравнивания. Копетдаг — главная горная система Туркмении, представляющая краевую зону Туркмено-Хоросанских гор. Самая высокая отметка Копетдага (в Туркмении) — гора Шах-Шах (2914 м) расположена к юго-западу от Ашха-бада. На западе Копетдага сильно влияние на рельеф оврагов, а сам рельеф приобретает вид бедленда.

Рельеф юга Средней Азии

Крайний юг Средней Азии занимает обширный горный участок **Байсун-Кугитангской зоны** и **Афгано-Таджикская впадина (Таджикская депрессия)**. Эта территория с юго-запада подпирается горами Копетдага, с севера — отрогами Южного Тянь-Шаня, с востока — Памиром, а на юге переходит плавно в Афганистан. Поверхность Такжикской депрессии осложнена хребтами (рис. 6.33).

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В пределах Памира выделяются три орографические области: 1) Передовые хребты, 2) Высокогорье Западного Памира (Горного Бадахшана), 3) нагорье Восточного Памира. Есть и другое деление: 1) Северный Памир, 2) Центральный Памир, 3) Юго-Западный Памир и 4) Восточный Памир. В область Передовых хребтов входят Заалайский хребет и хребет Петра I. Между Заалайским и Алайским хребтами располагается Алайская межгорная впадина, к югу переходящая в Афгано-Таджикскую впадину (Таджикская депрессия). Хребет Петра I отделяется от Алайского хребта Тянь-Шаня долиной реки Сурхоб. Область Западного Памира представляет высокогорье с сильно расчлененным рельефом и глубокими речными долинами реки Пяндж и ее притоков. Превышения хребтов над руслами рек составляют 3–3,5 км. Хребты островерхие: Дарвазский, Ванчский, Язгулемский, Рушанский, Ваханский. Все они северо-восточного направления (см. рис. 6.33). Встречаются также хребты меридионального простираения (например, хребет Академии Наук).



Рис. 6.36. Западный Памир(WWW)

Нагорье Восточного Памира располагается в среднем на высоте 3,7 км. Превышение хребтов над плоскодонными долинами рек здесь сравнительно небольшое (1–1,5 км).

Рельеф Северо-Востока Сибири

Рельеф Северо-Востока Сибири характеризуется наличием горных хребтов, плоскогорий, межгорных низменностей на материке и присутствием островов (рис. 6.37).



Рис. 6.37. Орографическая схема Северо-Востока (географический атлас СССР, 1990)

ГЛАВА 6.

Своеобразен облик островов, расположенных в морях Лап-тевых и Восточно-Сибирском. Новосибирские острова образуют три архипелага и они несколько ниже горных архипелагов Арктики. Протяженность Новосибирских островов превышает 450 км, а к северовостоку их продолжают мелкие острова Де-Лонга. Значительна и площадь, занимаемая группой островов — 38 тыс. км², из которых большая часть (31 тыс. км²) приходится на острова группы Анжу и 7 тыс. км² — на более южные Ляховские острова. Следующий архипелаг (Де-Лонга) образуют пять изолированных скалистых обледенелых утесов, сложенных базальтами песчаниками. Площадь их небольшая (223 км²), поэтому они получили название мелких островов. На границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей располагается остров Врангеля. От материка он отделен не глубоким проливом Лонга шириной 125 км. Площадь его около 7,3 тыс. км². Центральная часть острова занята горами высотой до 1100 м (г. Советская — 1096 м), окаймленными на севере и юге прибрежными равнинными тундрами (Географическая энциклопедия, 1960, с. 379). Название острову дано в честь известного русского географа Ф.П. Врангеля.

Новосибирские и Ляховские острова ближе всего располагаются от материковой части Колымо-Индибирских равнин.

Горы северо-востока Сибири образуют гигантскую прерывистую дугу, ограниченную на западе Верхоянским (2500–2800 м), а на востоке — Анюйским и Чукотским хребтами. Внутри дуги располагается меньшая по размерам дуга, главной составной частью которой является хребет Черского. Высокогорная область Северо-Востока характеризуется резко пересеченным и значительным современным рельефом (в верховьях рек Индигирки и Охоты). Внутри меньшей дуги находится Юкагирское плоскогорье. Между горными дугами располагаются Яно-Индибирская и др. низменности.

Колымо-Индибирские равнины (низменности) простираются в ширину на 200 км. Крупнейшие из них Яно-Индибирская и Колымская, приурочены они к среднему и нижнему течению рек Яны, Индигирки и Колымы. Среди Колымо-Индибирских равнин выделяется в рельефе Алазейское плоскогорье, а в междуречье рек Колымы, Омолона и Анюя возвышается расчлененное Юкагирское плоскогорье с высотами от 300 до 1128 м. За свое безлесье эти плоскогорья иначе именуются гольцами.

Восточнее Юкагирского плоскогорья отмечается Анюйский хребет с высотой до 1700 м, в средней части которого рельеф усложняют потухшие вулканы.

В лабиринте горных хребтов и долин северо-востока Сибири нелегко выявить все же присущий им порядок (см. рис. 6.37). Среди однообразных тундр и редколесий на фоне резко иссеченного низко-горного рельефа местами возвышаются хребты высотой до 2–3 км. Горы северо-востока Северной Евразии являются частью протяженного Памиро-Чукотского пояса и одновременно служат восточным звеном огромной Верхояно-Колымской дуги (Ю.К. Ефремов, 1985, с. 205). Ее западный изгиб повторяет дугу нижнего течения Лены и низовьев Алдана и образует Верхоянские горы, совпадающие с полосой мезозойских складок, от которых отходит сложно построенная горная страна — горы Черского. Между горами прослеживается цепочка впадин и плоскогорий в составе крупного межгорного Яно-Оймя конского нагорья, лежащих на высоте от 400 до 1200 м (Янское, Эльгинское, Оймяконское и др.). Собственно Верхоянские горы представляют собой горную систему, самую крупную по площади на Северо-Востоке России (Гвоздецкий и др., 1969, с. 46). На юге эта система расходится двумя хребтами: Сотте-Дабан и Сунтар-Хаята (наивысшая точка — г. Мус-Хая, 2959 м) (рис. 6.38).



Рис. 6.38. Хребет Сунтар-Хаята. Фото В.Э. Ружанского

В зоне собственно Верхоянского хребта (главный водораздельный хребет Среднего Верхоянья) наблюдается сложно пере-сеченная поверхность рельефа — чередование крутосклонных гребней и глубоких долин при отсутствии ярко выраженных отдельных вершин. Выше было сказано, что местами на огромном протяжении горных цепей выделяются одиночные вершины высотой до 3 км. На юго-западном склоне Верхоянского хребта распространены структурноэрозионные формы рельефа по причине интенсивного размыва песчаных толщ.

Хребет Черского это сложное горное сооружение, протянувшееся на 1600 км. В его составе выделяется более 40 хребтов, поэтому в географии иногда используется не только понятие хребет, но и нагорье, горы Черского или дуга Черского (рис. 6.39).



Рис. 6.39. В отрогах хребта Черского. Фото Ф.А. Медникова

В сложной мозаике хребтов различают два больших вала: осевой и северо-восточный, разделенные Момо-Селеняхским долом. В структуре осевого вала наиболее крупные хребты — Тасхаятах и Улахан-Чистой с вершиной Победа (3147 м). В составе северо-восточного вала главным хребтом считается Момский (до 2533 м), ограниченный с севера низкогорным кряжем Полоусный. В его рельефе отчетливо выделяется «ровная» и крупная наледь (до 180 км²), над которой возвышается конус потухшего вулкана Балаган Тас. Рельеф хребтов усложняется сквозным ущельем р. Индигирки глубиной до 1,5 км. Аналогичным образом прорезает южные окраинные горы Черского и Верхнеколымское нагорье р. Колыма, впадающая в Восточно-Сибирское море (рис. 6.40).



Рис. 6.40. В верховьях Колымы. (Фото Ф.А. Медникова)



Хребты и нагорья в Омолонском массиве средневысотные (до 1700–1900 м) (рис. 6.41).

Рис. 6.41. На хребтах Охотско-Колымского водораздела. Фото Ф.А. Медникова

Горы Восточной Сибири отличаются глубокорасчлененными ледниковым острыми пиками, зубчатым, карами, трогами. Сильно развит водноэрозионный рельеф на нагорьях и в нижних ярусах гор. Характерны гольцовые и натечные террасы, созданные солюфлюкционными процессами и многолетней мерзлотой. Местами прослеживаются поверхности выравнивания древнего рельефа, денудационные равнины палеогенового возраста. Основной план современного рельефа определили неотектонические движения.

Рельеф Дальнего Востока

Рельеф Дальнего Востока выражен невысокими горными хребтами (Сихотэ-Алинь до 2078 м) и Нижнеамурской низменностью (рис. 6.42).



Рис. 6.42. Приморский край. В горах Сихотэ-Алиня (фото Н.А. Гвоздецкого)

Хребты расчленены густой сетью глубоких речных долин на отдельные массивы и отроги, гребни которых имеют вид сглаженных «гольцевых» вершин. Средняя высота Сихотэ-Алиня — 800–1000 м, но отдельные вершины превышают 2000 м (г.

Тардоки-Яни — 2078 м). Главный водораздел смещен к морскому берегу, поэтому восточный склон круче и расчлененнее западного. При этом реки бассейнов Японского моря, с одной стороны, и Усури и Амура — с другой, нередко своими верховьями заходят на противоположный макросклон. На юге Сихотэ-Алинь в виде гор Пржевальского поворачивает на запад.

К западу от Сихотэ-Алиня прослеживаются горы, занимающие 1/4 часть Приамурья. По возрасту они относятся к палеозою, а меньшая их часть принадлежит мезозойским структурам Монголо-Охотской складчатой системы. Это хребты Чернышова с максимальной отметкой 1571 м, Тукуринга (1604 м), Сохтахан (1469 м), Джагды (1589 м), Селемджинский (1628 м), Тайканский (2384 м), а также

субмеридиональная система хребтов: Буреинский (2167 м), Баджальский (2219 м), Эзоп (2167 м), Дуссе-Алинь (2175 м) и Ям-Алинь (2175 м). Западная часть Буреинского кристаллического массива и Малого Хингана (1360 м) относится к герцинским структурам Монголо-Охотского пояса и совпадает с поднятием Турана (1806 м). Непосредственно к мезозойским структурам относятся горы низовьев Амура (Мяочан, 1566 м, Чаятын, 1143 м, Джаки-Унахта-Якбыяна, 1796 м). Как и на Сихотэ-Алине, центральные части хребтов Приамурья представляют собой широкие водораздельные поверхности, т. к. они сложены интрузивными телами, устойчивыми к эрозивным процессам. Но северная часть хребтов — Буреинский, Ям Алинь, Дуссе-Алинь, Баджальский и Тайканский — характеризуется резким рельефом альпийского облика с узкими межгорными долинами. Значительную часть Приамурья занимает Нижнеамурская низменность с высотными отметками в рельефе от 10 до 100 м.

Наиболее крупное горное сооружение Корякского нагорья с наивысшей отметкой — г. Ледяная, 2562 м, которая располагается в центре нагорья, напоминающего по конфигурации конус с прямоугольником в основании (Н.А. Гвоздецкий, Ю.Н. Глубчиков, 1987).

Современный рельеф здесь сформирован в результате расчленения разновозрастных и разновысотных поверхностей выравнивания. Значительное влияние на морфоструктуры рельефа оказало плейстоценовое оледенение (наличие цирков, каров, зубчатых гребней). Верхушки гор сглажены, по склонам множество курумов. Площадь современного оледенения составляет более 260 км², насчитывается до 1335 ледников.

Рельеф Камчатки

В орогеническом отношении в центральной части **п-ва Камчатка** протягивается Срединный хребет высотой 1000–1600 м (высшая точка — Ичинская сопка, 3621 м). Параллельно Срединному хребту прослеживается Восточный хребет, состоящий из трех хребтов: Ганальские Востряки, Валагинский Тумрок (до 2485 м) и Кумроч. Между Восточным и Срединным хребтами располагается Центрально-Камчатская межгорная впадина — рифтовая депрессия (200 м). Основные горные хребты Камчатки выделяются в Корякском нагорье в виде Корякского и Пенжинского хребтов. Вдоль восточного побережья Камчатки располагаются многочисленные потухшие и действующие вулканы: Ключевская (4850 м), Авачинская (2731 м) сопки и др. Здесь известно 29 действующих вулканов (рис. 6.43).



Рис. 6.43. Вулкан Корякии (WWW)

Рельеф Курильских островов

Курильские острова продолжают к югозападу Камчатско-Корякскую область. Сложены они эффузивно-осадочной толщей верхнего мела, эффузивами палеогена и терригенно-эффузивными образованиями неоген-антропогенного возраста.

Они относятся к зоне кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса и представляют собой часть Камчатского-Корякской островной дуги (по В.А. Апродову, 1982). Цепочка Курильских островов делится на две части: Большая Курильская гряда и Малая Курильская гряда, выделяемая лишь на юге. Острова Малой Курильской гряды низкие и только на о. Шикотан в рельефе отмечаются холмы и низкогорный массив высотой до 412 м. Большая Курильская гряда характеризуется наличием горных массивов вулканогенного происхождения. Здесь каждый массив — вулкан или цепочка вулканов, имеющих общее основание, т. е. они приурочены к единому разлому в земной коре. На Курильских островах насчитывается 39 действующих и 75 потухших вулканов. Высота вулканов разная, преобладают вулканы с вершинами от 500 до 1300 м, а 12 вулканов имеют вершины свыше 1300 м. Например, вулкан Алаид — 2339 м (В.А. Апродов, 1982).

Рельеф о. Сахалин

Две трети о. **Сахалин** занято горами. Наиболее они представлены в средней и южной частях острова. В средней части вдоль западного берега прослеживается Западный хребет (г. Онор, 1330 м, г. Возвращения, 1325 м) (рис. 6.44).

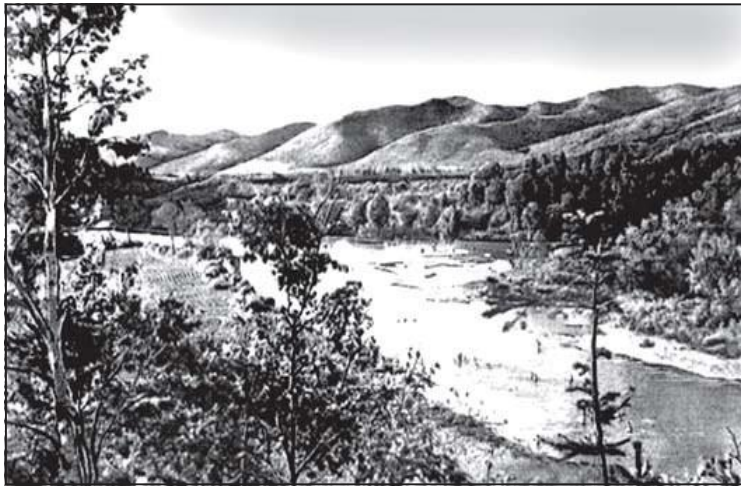


Рис. 6.44. В Западно-Сахалинских горах (фото А.В. Апродову)

На юг от Западного хребта тянется Южно-Камышовый хребет (до 1021 м). Вдоль восточного берега и параллельно ему прослеживается Восточный хребет (г. Лопатина, 1609 м).

Между Восточным и Западным хребтами выделяется Тымь-Перонайский дол. На юге в рельефе прослеживается Сусунайский хребет (г. Чехова, 1047 м). Он отделен от Южно Камышового хребта Сусунайским долом. Перечисленные хребты соответствуют Западно и Восточно-Сахалинскому антиклинорию, а межгорные доли — Центрально-Сахалинскому синклинорию.

На рельеф гор Сахалина сильное влияние оказывают эрозионные процессы, а несколько ярусов поверхностей выравнивания создают ступенчатый облик гор. На Западном хребте, у мыса Ламанон, рельеф осложнен группой андезитовых конусов потухших вулканов.

ГЛАВА 7.

МОРЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ.

7.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРЕЙ

Моря Северной Евразии исключительно разнообразны по происхождению, рельефу дна и размерам. Основу рельефа дна морей обеспечивают морфоструктуры, т. е. крупные элементы дна, созданные тектоникой и вулканизмом. В пределах шельфа и материкового склона, вплоть до океанического ложа, на рельефе сказывается влияние морфоструктур материковой части кратонов. Совсем другое дело — рельеф дна океана, он своеобразный (гайоты, банки, котловины, подводные хребты и рифты). Рифты — особые крупные формы рельефа, развитые как в море, так и на суше. Следует отметить, что рельеф дна морей в основном определяется эволюцией внутренних геологических явлений, геосинклинальными процессами и тектоникой литосферных плит (рис. 7.1).

Морфоскульптурные формы рельефа вторичны по отношению к морфоструктурным и накладываются на крупные формы. Природа морфоскульптурных форм рельефа обязана подводным экзогенным процессам, подводным течениям — явлениям аккумуляции и размыва. Типичным для морей и океанов являются формы нагромождений материала по склонам и у подножия, приносимые водными потоками со стороны материка — нефелоиды и пр. Довольно часто встречаются сглаженные формы рельефа дна морей и океанов, сформированные глубоководными течениями. Контрасты форм рельефа дна морей и океанов объясняются воздействием эндогенных и экзогенных процессов.

Берега Северной Евразии омывают воды двенадцати морей, принадлежащих трем океанам: Северному Ледовитому, Тихому и Атлантическому. Моря Каспийское и Аральское представляют собой внутренние водоемы — озера.

7.2. ОКРАИННЫЕ МОРЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

К окраинным морям Северной Евразии относятся моря, омывающие материк с севера (Белое, Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское) и с востока (Берингово, Охотское, северная часть Японского). Северная Евразия обладает значительной площадью шельфа (около 6 млн км²). Окраинные моря делятся на арктические и дальневосточные.

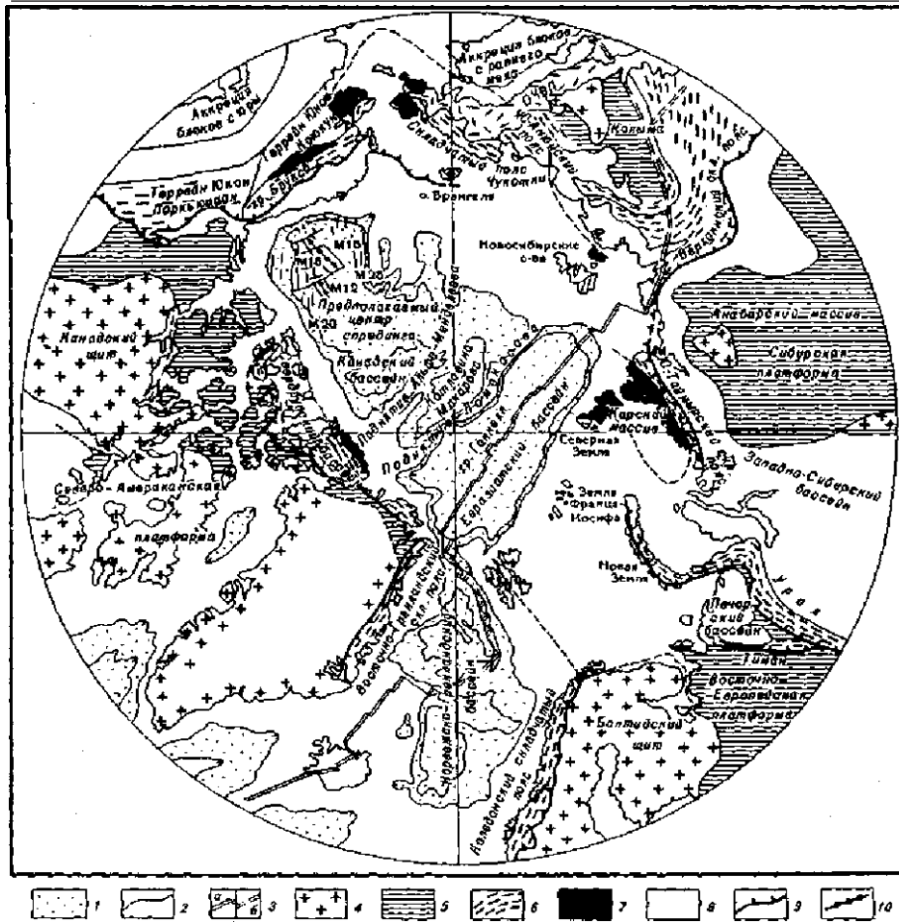


Рис. 7.1

Главные геологические структуры Арктики (по Л.П. Зоненшайну и Л.М.Натапову, 1987) 1 — океанические бассейны глубже 2000 м; 2 — изобаты 2000 и 3000 м; 3 — дивергентные границы плит (зоны растяжения): а — центры спрединга дна океана, б — предполагаемые рифтовые зоны Северо-Восточной Сибири; 4,5- платформы (4 — щиты, 5 — плиты); 6 — складчатые пояса; 7 — древние массивы — остатки фундамента палеоконтинента Арктиды (на суше); 8 — мезозойские и кайнозойские осадочные бассейны; 9 — фронтальные

линии надвигания складчатых поясов на платформы; 10 — отмершая ось спрединга. М — 12,15,20 — магнитные аномалии дна океана и их номера. ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканический пояс

Арктические моря

Арктические моря относятся к бассейну Северного Ледовитого океана: Баренцево, Белое, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, лежащие почти целиком в пределах материковой отмели с глубинами в среднем 180 м. Дно этих морей представлено шельфом и континентальным склоном. Земная кора здесь преимущественно континентального типа.

Тектоническое строение арктических морей тесно связано с тектоникой шельфа, склона и всего Северного Ледовитого океана и характеризуется наличием нескольких субкоцентрических кругоарктических поясов, «вписанных» один в другой. Выделяется три пояса: внешний (докембрийский), средний (палеозойский) и внутренний (кайнозойский) [41, 89].

Внешний пояс образуют докембрийские платформы: Северо-Американская и Сибирская. Он состоит из блоков раздробленного континентального основания карельского возраста древней платформы. Пространство между блоками заполнено более молодыми образованиями.

Средний пояс (палеозойский) объединяет эпикарельские и эпигерцинские приполярные территории. Он охватывает в основном шельфовую часть Северного Ледовитого океана, арктические острова и прилегающие полуострова (Таймыр и др.). Время консолидации среднего пояса в единый разное. В первую очередь

сформировались каледониды Северной Гренландии, Скандинавского п-ова и сопредельных с ним морей (Гренландского, Северного, Норвежского, Баренцева), островов Канадского Арктического архипелага (Иннуитская область) и Северной Аляски (хр. Брукса и прилегающая часть моря Бофорта). Позднее образовались герциниды о-ва Новая Земля и прилегающие участки дна Карского моря. В палеозойский пояс оказались втянуты блоки более ранней консолидации (байкальского возраста). Следовательно, весь палеозойский пояс был заложен на раздробленном фундаменте байкальского и более раннего возрастов. Наиболее крупные блоки байкальского фундамента выделяются в районе северной части Баренцева моря на п-ове Таймыр и о-вах Северная Земля.

Внутренний пояс (кайнозойский) располагается в центральной части Северного Ледовитого океана. Структура пояса осложнена поперечными поднятиями — подводными хребтами: Ломоносова, Альфа и Менделеева. Эти поднятия разделяют внутренний пояс на две части: Евроазиатскую, Амеразиатскую. Сами поднятия по времени образования относят к байкальским структурам. Евроазиатская часть внутреннего пояса представляет собой развивающееся дно океана, где преобладают процессы спрединга и формирования новой океанической коры вдоль рифтовой зоны. Амеразиатская часть внутреннего пояса испытывает более сложное развитие. Наряду с формированием молодой океанической коры по рифтовой зоне здесь происходит переуглубление дна. В зоны субдукции была втянута значительная часть байкальских, а может быть, более древних структур, и углубление дна не компенсируется осадконакоплением.

На востоке Арктики на выделенные субконцентрические пояса накладываются кольцевые тектонические структуры (круготихоокеанские), состоящие из внешнего (мезозойского) и внутреннего (кайнозойского) поясов. Таким образом, в тектоническом плане арктического сектора земного шара исследователи выделяют три характерные особенности: поясное субконцентрическое расположение разновозрастных областей; наличие разномасштабных байкальских блоков в структуре более молодых зон; наложение в пространстве на кругоарктические пояса круготихоокеанских поясов.

Территория Арктики по типу земной коры делится на Амеразийский суббассейн и Евразийский. В Евразийском суббассейне преимущественно развит океанический тип коры (10–15 км) до переходного (15–25 км), в пределах Амеразийского суббассейна. На территории арктического шельфа России земная кора имеет в основном континентальный тип строения (30–40 км) и лишь на отдельных участках присутствует кора переходного типа (20–30 км) (И.С. Грамберг, В.Э. Волк и др.). Геофизические исследования выявили несоответствие строения земной коры общепринятой модели в районе шельфа Белого, Баренцева, Карского морей и моря Лаптевых. Эти участки (плиты) характеризуются утонением «гранитного слоя», а также возрастанием мощности осадочного чехла (более 10–15 км) в наиболее опущенных частях плит. В некоторых областях Восточно-Арктического шельфа в зоне материкового склона выявлен переходный тип земной коры. В пределах Российского шельфа прослежены геологогеофизические границы: 1) поверхность архейскораннепротерозойского фундамента («гранитного слоя»); 2) поверхность гетерогенного складчатого разновозрастного фундамента; 3) поверхности траптовых образований и высокоплотных карбонатных пород платформенного чехла. На отдельных участках впадин (Баренцевоморский шельф и северная часть Карского моря) «гранитный слой» не фиксируется по геофизическим данным либо его мощность минимальна (до 2 км). Наибольшая мощность «гранитного слоя» установлена на арктических островах или на материковой части (до 10 км).

ГЛАВА 7.

В строении земной коры российской Арктики выделяют следующие окраиноматериковые плиты: Баренцево-Карская, Лаптевская и Восточно-Сибирско-Чукотская.

Баренцево-Карская окраинно-материковая плита имеет трехэтажное строение. Первый этаж образуют структуры карельской, байкальской и каледонской складчатости и более молодые — киммерийские складчатые образования. Второй этаж представляют отложения плат форменного чехла, образованные после карельской, байкальской и каледонской складчатости и перекрывающие более древние породы с резким угловым несогласием. В основном это карбонатные и терриген нокарбонатные породы, содержащие прослойки эвапоритов и рифогенные массивы. Верхний — плитный этаж представлен комплексом пород, характеризующимся аномальнобольшой мощностью (до 7 км) триасовых континентальных отложений. Мощность платформенного чехла местами достигает 22 км. К прогнутым частям плит приурочены осадочнопородные бассейны. С этими бассейнами связаны обширные нефтегазоносные провинции и бассейны.

В структуре осадочного чехла обособляются Центрально-Баренцевская система поднятий, объединяющая Центрально-Баренцевский свод и свод Персея, окруженные со всех сторон впадинами и прогибами (рис. 7.2). Самая крупная впадина — Южно-Баренцевоморская. Мощность пород разреза осадочного чехла во впадине достигает 17 км. К западу от этой впадины геофизики проследили мезозойскокайнозойский Нордкапский прогиб, а к северозападу — Медвежинско-Ольгинский прогиб. На востоке от впадины протягивается Лудловский прогиб (седловина), который переходит в более крупный Северо-Баренцевский прогиб (впадина). Структурные элементы имеют крупные размеры. Например, Лудловская седловина (иногда ее называют Баренцевоморским сводом) имеет размеры 200×300 км и амплитуду 500 м по кровле черных глин верхней юры.

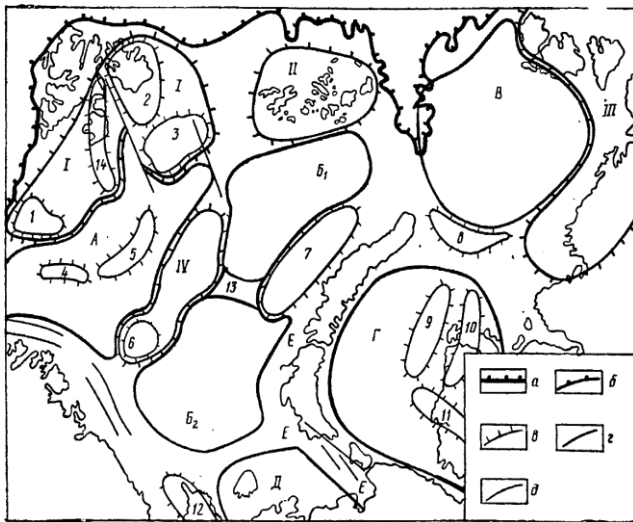


Рис. 7.2. Схема тектонического строения Баренцево-Карского региона

(Геодинамика и ..., 1993): а — внешняя форма бровка континентального шельфа; б — контуры антеклиз и массивов (I — Свальбардская; II — Земля Франца-Иосифа; III — Северо-Таймырский; IV — Центральнобаренцевоморский); в — контуры валов и поднятий (1 — о-ва Медвежий; 2 — о-ва Северо-Восточная Земля; 3 — Персея; 4 — Нордкапский; 5 — Эльдхольма; 6 — Федынского; 7 — Адмиралтейства; 8 — Северо-Сибирский; 9 — Скуратовский; 10 — Нурминский; 11 — Северо-Ямальский; 12 — Тиманское; 13 — Лудловское); г — контуры синеклиз (А — Западно-Баренцевоморская; Б — Восточно-Баренцевоморская); Б₁ — Северо-, Б₂ —

Южно-Баренцевоморская впадины; В — Северо-Карская; Г — Ямало-Карская; Д — Печорская; Е — Предновоземельский передовой прогиб); д — некоторые разломы

Обе впадины (Южно и Северо-Баренцевская) вместе с разделяющей их приподнятой зоной объединяются в Восточно-Баренцевский мегапрогиб (синеклизу). На границе с Новой Землей установлен Пайхойско Новоземельный прогиб. Южная часть плиты переходит в Кольско-Канинскую моноклираль и Тимано-Печорскую впадину. В последние годы геофизики стали Тимано-Печорскую впадину относить к окраине

Баренцевоморской материковой плиты, на основании складчатых структур п-ва Канина и Варандей-Адзвинской структурной зоны, протянувшейся между Восточно-Европейской платформой и Тимано-Печорской впадиной (Геодинамика и нефтегазоносность..., 1993).

Южная часть Карского моря в структурном отношении является подвижным продолжением Западно-Сибирской плиты и вместе с полуостровами Ямал и Гыданский образует Южно-Карскую впадину. Этот регион охарактеризован при рассмотрении Западно-Сибирской провинции. В осадочном чехле плиты выделены крупные валлообразные и сводовые поднятия, на шельфе и в материковой части.

Лаптевская окраинно-материковая плита располагается в основном на материковой окраине Сибирской платформы и от последней отделяется Оленекским авлакогеном. Геологи предполагают, что фундамент массива по составу аналогичен гранитогнейсам Оленекского поднятия на Сибирской платформе. Со всех сторон материковую часть плиты (кроме южной) обрамляют эпиплатформенные миогеосинклинали складчатые формирования киммерийской эпохи. Метаморфические образования фундамента очевидно перекрыты породами переходного комплекса (от рифея до нижнего мела), сложенного карбонатными и терригеннокарбонатными отложениями (рифей — средний палеозой) и терригенными (поздний палеозой — ранний мел). Плитный комплекс образуют терригенные породы с примесью вулканогенного материала, позднего мела по кайнозой включительно.

К крупным структурным элементам окраинноматериковой плиты относятся ранее отмеченный Лаптевский свод (поднятие) и Южно-Лаптевский прогиб, который по составу пород, его слагающих, очень близок к породам Лено-Анабарского прогиба. Геотектонические коллизии, проявившиеся в кайнозое, оказали влияние на появление желобов, прогибов в прибортовых и центральных частях Лаптевоморской плиты, заложенных «быстро» мощным комплексом осадочных образований.

Восточно-Сибирско-Чукотская окраинно-материковая плита выделяется в акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей и Яно-Колымской низменности. Предполагают, что фундамент плиты образуют (в северной части) останцы гипотетической Гипербореической платформы карельского и возможно беломорского возраста, граничащие на юге со складчатыми образованиями байкальского и каледонского времени, перекрытые также складчатыми структурами киммерийской фазы тектогенеза. Промежуточный этаж, как и на предыдущей плите, составляют терригеннокарбонатные образования рифейского и палеозойского возраста неполной мощности (очевидно, по причине размыва). На значительной части плиты (в южной, более крупной ее территории) развит осадочный чехол от позднего мела до современных образований. В осадочном чехле по геофизическим данным выделяется ряд крупных поднятий и впадин (Котельническое и Врангельское поднятия, Новосибирская впадина, Южно-Чукотский и Северо-Чукотский прогибы).

Согласно концепции Ю.Е. Погребницкого, современная Арктика рассматривается как единая геодинамическая система, которая объединяет глубоководные океанические впадины Северного Ледовитого океана, шельф суши, а также горное обрамление.

С рифтовыми системами связаны мощные толщи осадочного чехла и фундамента.

Варяжская рифтовая система выделяется на юге Баренцева моря и включает в себя грабенрифты Хаммерфест и Нордкап (А.К. Боголепов и др., 1991, Я.П. Маловицкий и др., 1987). Протяженность рифтовой системы до 600 км, ширина 75–200 км, глубина фундамента 12–14 км. Основными образованиями, заполняющими Варяжские рифты, по данным норвежских геологов отложения нижнего и среднего карбона, а также триаса. Для отложений нижнегосреднего карбона и перми они выделяют местами

солянокупольные структуры. Исследователи, на основе анализа геофизических данных, предполагают глубинную раздвиговую природу Варяжской системы (Б.В. Сенин, 1989, Ф.П. Митрофанов, 1991).

Медвежинско-Ольгинская рифтовая система состоит из трех ветвей: Медвежинской, Ольгинской и Восточно-Эджинской, лежащей на продолжении Ольгинской ветви. Глубина расположения фундамента в рифтах колеблется от 8 до 12 км. Тела рифтов выполнены разными по возрасту образованиями — Медвежинский и Ольгинский сегменты — мелкайнозойские (в основном палеоген). В Медвежинском сегменте также отмечена значительная мощность среднетриасовых и меловых комплексов.

Восточно-Баренцевоморская рифтовая система по своим большим размерам не имеет аналогов во всей Северной Евразии. Мощность осадочного чехла в ней изменяется до 18 км. В ее составе выделяют Южно и Североморскую крупные впадины (Я.П. Маловицкий и др., 1987). Породы комплексов (от силураордовика до триасовых) разбиты разломами и трещинами на отдельные блоки.

Карско-Западно-Сибирская и Карско-Хатангская рифтовые системы выделяются большим числом исследователей. Считают, что заложены они были на континентальной коре (ранний, средний триас). Протяженность системы сотни км, при ширине в десятки км. В месте пересечения Карско-Западно-Сибирской и Карско-Хатангской рифтовой систем выделяется крупнейшая на шельфе Южно-Карская впадина. Мощность осадочного чехла во впадине меняется от 6 до 12–14 км. *Лаптевско-Колымская рифтовая система* разделяется на две ветви: Южно-Айнюнскую и Момскую, которые опоясывают массивы Приколымский и Омолонский. Мощность земной коры в районе системы сокращена до 25 км (В.А. Виноградов, 1984). Ответвления рифтов от системы образуют самостоятельную прогнутую часть территории — Южно-Лаптевскую впадину и серию самостоятельных грабен на шельфе и побережье. Мощность осадочного комплекса меняется в широких величинах от 4 до 12 км. Стратиграфический комплекс чехла включает отложения от рифея — венда до плейстоцена. По геофизическим данным (В.А. Виноградов, 1984) разрезы делятся на два этажа: нижний (промежуточный) и верхний (плитный). Первый образуют отложения рифея — по ранний мел (карбонатотерригенные и терригеннокарбонатные). Верхний этаж образуют терригенные отложения от верхнего мела по антропоген.

Чукотско-Беринговоморская рифтовая система предложена Б.В. Сениным с соавторами (1989) и включает в себя ветви: Чукотская, КолючинскоМечигменская и Хоуптская. Простираение ветвей разное: меридиональное, субширотное, субмеридиональное. Глубина желобов рифтов 3,5–4 км иногда до 0,5–1 км, заполненных образованиями мезозоя, палеоген–неоген–голоцена.

По времени образования арктические моря отличаются. Так, Баренцево и Карское моря имеют докембрийский возраст, что нашло подтверждение в рельефе подводных эрозионноаккумулятивных платформенных равнин. Другие моря (Лаптевых, Восточно-Сибирское, часть Чукотского) характеризуются мезокайнозойским возрастом образования. Следует отметить, что по возрасту образования этих морей нет единого мнения. Значительная группа исследователей считает эти моря молодыми (четвертичный период) в результате опускания участков суши в неогенчетвертичный период. Другая группа исследователей, основываясь на данных полевой геофизики и состава пород, отобранных из осевой части хр. Гаккеля, относит их образование к началу мелового периода.

Материковый склон Северного Ледовитого океана (180–3000 м) по верхней кромке повторяет очертания окраины материка Евразии. Лишь море Лаптевых выходит за пределы данной закономерности, и его се-верная граница располагается в пределах ложа океана (3300 м). В целом рельеф склона определяют наклонные ступенчатые равнины, полого спускающиеся к ложу и ограниченные местами сбросовыми уступами. На этих равнинах местами встречаются нагромождения раздробленных пород. По профилю от шельфа к ложу склон в ряде случаев осложнен каньонообразными подводными впадинами тектонического происхождения. Материковый склон достигает 18° крутизны (рис. 7.3).

Ложе Северного Ледовитого океана осложнено морфоструктурами: абиссальными котловинами и подводными хребтами. Наиболее известны котловина Нансена (глубина 5140 м), котловина Макарова (3900 м) с господством здесь холмистого и глыбового рельефа.

Среди подводных хребтов популярностью пользуются крупный хребет Ломоносова, открытый в 1948 г. Его длина составляет 1800 км, а ширина изменяется от 60 до 200 км. Располагается хребет под водой на глубине около 960 м. Он протягивается от Новосибирских островов до Канадского архипелага. Крутизна склонов его местами достигает 20–30°. Из других известных хребтов — это хр. Менделеева (он является продолжением поднятия Альфа и протягивается параллельно хр. Менделеева) и рифтовый хр. Гаккеля. (Я.Я. Гаккель — крупный советский ученый, исследователь Арктики — 1901–1965). Считается, что хр. Гаккеля является продолжением континентального Момско-Лаптевоморского рифта (Грачев, Карасик и др., 1970). Наивысшая отметка поверхности хр. Гаккеля — 700 м (под водой).

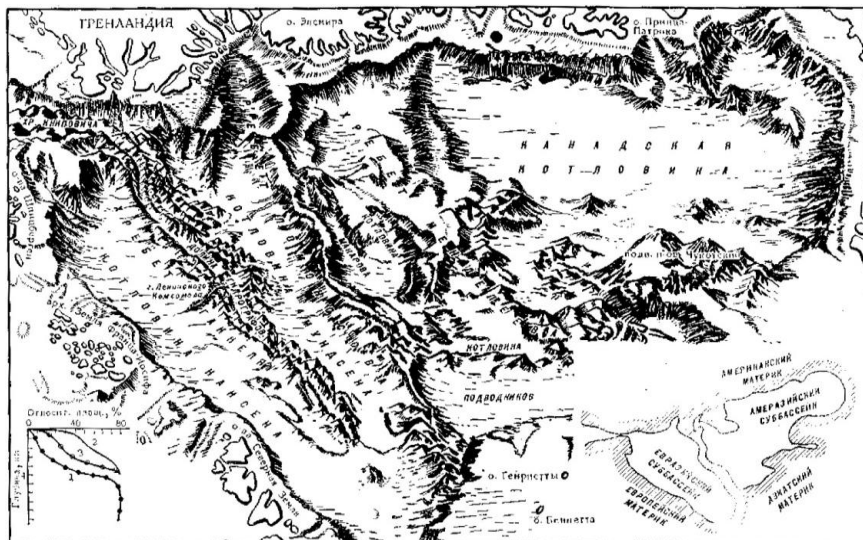


Рис. 7.3. Физико-географическая схема Северного Ледовитого океана (по Рассохо и др., 1967)

Скульптурные формы подводного рельефа арктического бассейна разнообразны. В прибрежной части преобладают абразионноаккумулятивные равнины, осложненные руслами

палеоэрозионных долин р. Лены, Яны, Анабара, Хатанги и др., подтверждающих опускание этой территории в настоящее время.

Рассмотрение арктических морей начнем с Баренцева [28, 63, 64]. **Баренцево море** располагается между материковым берегом Северной Европы и архипелагами Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, Новой Землей и островом Медвежий. Площадь моря составляет — 405 тыс. км², объем воды — 322 000 км³, средняя глубина — 229 м, наибольшая — 600 м.

Рельеф дна Баренцева моря выражен чередованием впадин и возвышенных участков затопленной суши. Наибольшие опускания дна выделяются на границе с Норвежским морем. На востоке моря поверхность дна возвышается, образуя

ГЛАВА 7.

меридиональную возвышенность с глубиной 100–150 м. В центре бассейна выделяется обширная впадина с глубиной до 380 м. Ближе к Новой Земле дно опять возвышается. К северо-востоку региона отмечается Шпицбергенская банка, наиболее мелководная часть моря, излюбленный участок морского рыболовства многих стран. К северо-востоку банка переходит в подводную возвышенность Персея.

Погодные условия Баренцева моря крайне непостоянны. Такое не постоянство погоды определяется частой сменой воздушных масс. Преимуществом пользуется циклоническая погода, которую определяет близость моря к Исландскому минимуму. Отмечается нарастание суровости климата с юга на север и с запада на восток. На климат оказывает влияние также и теплое Нордкапское течение, которое совместно с деятельностью циклона формирует влажный и умереннохолодный климат моря. В формировании климата Баренцева моря принимают участие также Центральная Арктика и Карское море, определяя его арктические черты. Средние температуры января на западе моря составляет $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на востоке $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Средние температуры июля на севере повышаются до $3\text{--}4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и до $8\text{--}9\text{ }^{\circ}\text{C}$ на востоке. Суммы годовых осадков на юго-западе моря составляют 450 мм и уменьшаются на северо-востоке до 310 мм.

Гидрологический режим определяется водным потоком Нордкапского течения со средней скоростью до 8 км/сут со стороны Атлантического океана. Общее количество поступающих в Баренцево море вод составляет около $7400\text{ км}^3/\text{год}$ (в том числе сток речных вод, около $170\text{ км}^3/\text{год}$, а также из других арктических морей, определяя притоки и исход циркуляционных подводных вод). Термический режим моря в значительной мере определяется влиянием теплых течений Атлантики и холодных Арктики. Так, на западе летом поверхностные воды имеют температуру $8\text{--}9\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на востоке бассейна их температура снижается до $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Соленость поверхностных вод моря также носит дифференцированный характер: на западе — 35 ‰, на востоке — 34‰, на юго-востоке — 32 ‰.

Ледовитость Баренцева моря средняя. На ледовитость моря сильное влияние оказывают Атлантические воды. Даже зимой юго-западная часть моря свободна от льда, а северная и восточная части покрываются льдом. В летнее время лед полностью стаивает. В зимнее время вокруг Шпицбергена, Земли Франца Иосифа, Новой Земли образуется местами толстый слой прибрежного льда до 10–15 м.

Органический мир Баренцева моря в значительной степени определяется воздействием теплых Атлантических течений. Например, в юго-западной части моря самая высокая продуктивность биомассы — $6\text{--}8\text{ г/м}^3$ воды. Фитомасса отличается разнообразием: бурые, зеленые и красные водоросли, окаймляющие южные и юго-восточные побережья Баренцева моря. Зообентос здесь характеризуется большим количеством видов — до 1800. В юго-западной части моря он наиболее обилен — до 3100 г/см^3 дна. Баренцево море отличается разнообразием видов ихтиофауны — 114. Причем основное разнообразие приурочено к западной части моря, а на востоке оно сокращается вдвое. В промысловом отношении представляют интерес треска, пикша, сельдь, морской окунь, зубатка, сайда, салака, навага и акулы. Особо ценятся из лососевых — семга, из сиговых — сиг, ряпушка, омуль. На льдах и островах встречается белый медведь, у берега — нерпа, морской заяц, гренландский тюлень. Редко встречаются киты. Баренцево море является одним из основных рыбопромысловых районов России, где помимо России добычу рыбопродукции проводят и другие государства.

Белое море — придаточный водоем Баренцева моря. Расположено на месте прогиба в теле Балтийского щита и кристаллических образований фундамента Русской платформы. Белое море — самое маленькое из всех северных морей. Площадь его

около 90 тыс. км², объем водной массы — 5400 км³, средняя глубина — 67 м, наибольшая 350 м (Канда лакшский залив).

Граница между Баренцевым и Белым морями проводится условно от мыса Канин Нос до мыса Святой Нос на Кольском полуострове. Рельеф дна моря сложный. Так, вдоль Кандалакшского залива протягивается желоб, глубины в котором — от 200 до 350 м. За ним прослеживается мелководный Онежский залив с множеством валунов, оставленных ледником. Двинский и Мезенский заливы также мелководны (40–100 м). Водную поверхность моря нарушают острова, возвышающиеся над водой до 100–120 м. Самые известные и крупные острова — Соловецкие.

Происхождение моря обязано эндогенным и экзогенным процессам. Наличие на бортах прогиба многочисленных сбросов предполагает его тектоническую основу. В то же время, значительное давление материкового ледника способствовало прогибанию и раздроблению пород ложа, а стаивание предопределило вынос материала в сторону Карского моря, о чем свидетельствуют отлакированные стенки бортов, аккумулятивные формы рельефа на выходе.

Климат Белого моря холоднее климата Баренцева моря. Очевидно, это результат глубокого врезания моря в сушу и слабое влияние на него вод Нордкапского течения, поступающего в Баренцево море. Температура воздуха в январе –10 °С (в северной части моря) и до –14 °С (на южном побережье). Годовая сумма осадков около 500 мм. Более половины осадков приходится на лето.

Гидрологический режим Белого моря определяется взаимодействием природноклиматических условий: атмосферные осадки, речной сток, отрицательная температура воды в глубоководной котловине. На циркуляцию поверхностных вод значительное влияние оказывают направления ветров, меняющиеся по времени. Речной сток составляет 215 км³/год, соленость воды разная: в верхних слоях — 21–26 ‰, в средних достигает максимума — до 34 ‰, а на дне впадины соленость понижается до 27 ‰. Такое содержание солей объясняется изолированностью вод впадины от притока поверхностных вод из Баренцева моря, и наоборот, в средней части моря отмечается круговая плоскостная циркуляция морских вод. Этим можно объяснить разность температур воды в море. В верхних слоях температура ее достигает 14–25 °С (Кандалакшский залив), а на дне впадины встречена холодная вода (до –1,5 °С). В зимнее время море покрывается льдом и на несколько месяцев прекращается морская навигация.

Органический мир Белого моря небогат (58 видов ихтиофауны). Зообентос составляет около 1500 видов, что несколько меньше чем в Баренцевом море. Во впадине обитает фауна, имеющая ярковыраженный арктический характер, что объясняется господством холодных (почти арктических) вод на глубине. И все же Белое море является объектом для добычи промысловой рыбы. Здесь в среднем (в урожайные годы) добывают около 12 кг рыбы с гектара. Промысловое значение имеют сельдь, сайда, навага, семга, треска, корюшка. Из млекопитающих берут тюленя, нерпу и белуху. Растительность Белого моря разнообразна и богата — 194 вида водорослей. Нужно отметить важность Белого моря в хозяйственном отношении — оно является началом в звене Беломорско-Балтийского канала, связывающего центр России с северными районами.

Карское море расположено между Новой Землей и Северной Землей. Оно целиком лежит в пределах материковой отмели, и лишь его северная граница обрывается ступенью материкового склона. Площадь моря — 883 тыс. км². Объем воды — 104 000 км³, средняя глубина — 118 м. Максимальная глубина достигает — 620 м. Абсолютным преимуществом пользуется мелководный рельеф дна, нарушенный местами островами,

ГЛАВА 7.

выступающими над водной поверхностью и глубоководными желобами (с глубинами от 200 до 620 м). Наиболее крупные впадины это Восточно-Новоземельская (до 540 м глубины), которая на севере переходит в желоб Святой Анны (с глубиной от 400 до 620 м). К западу от Северной Земли прослеживается желоб Воронина с отметками от 200 до 500 м. Наиболее известная и крупная подводная возвышенность — Центрально-Карская занимает центральную часть бассейна. Здесь глубина моря 80–100 м и менее. Почти на всех островах бассейна (Новоземельный берег, западные берега о-ва Октябрьской революции и Комсомолец, Таймырское побережье) широко распространены фиордовый и шхерный типы берегов.

Климат Карского моря — арктический, но так как море находится под влиянием климата Баренцевого моря с запада и климатом моря Лаптевых с востока, погода здесь крайне неустойчива. Циклоны сменяются антициклонами. Средняя температура воздуха в июле и в августе колеблется от 1 до 5 °С, а в январе до –30 °С, в отдельные годы до –50 °С.

Гидрологический режим Карского моря определяется замкнутым круговоротом течений морских вод против часовой стрелки, образуя два кольца: внешнее — большое, и внутреннее (южное) — малое. Температура морской воды на мелководье составляет 5–8 °С, в глубоких впадинах отмечается переслаивание теплых вод с холодными. На дне во впадинах температура воды круглый год отрицательная. Начиная с сентября–октября образуется морской лед, который покрывает бассейн вплоть до июля.

Соленость воды в Карском море разная. Она низкая у берегов материка — 7–8 ‰ и высокая к северу до 34 ‰. На соленость воды сильное влияние оказывают притоки пресных вод (Обь, Енисей, др. реки, которые приносят до 1215 км³ пресных вод).

Органический мир Карского моря беднее Баренцева. Так, в Карском море водится всего 54 вида рыб, т. е. в два с лишним раза меньше, чем в Баренцева море. Промысловое значение имеют отдельные виды рыб: омуль, муксун, ряпушка, навага, сайга, нельма. Следует отметить приуроченность рыболовства к заливам, бухтам и низовьям рек. В море также водятся нерпа, морские зайцы, моржи (в небольшом количестве), белуха и белый медведь.

Главное хозяйственное значение Карского моря транспортный — северный морской путь, но основное — это добыча газа на полуостровах Ямал, Гыданском и на морском шельфе.

Море Лаптевых расположено между архипелагами Новосибирские острова и Северная Земля. Площадь его составляет 650 тыс. км², объем воды около 338 000 км³, средняя глубина — 519 м, максимальная — 2980 м.

По характеру дна море Лаптевых делится на две части: южную и северную. Южная часть представлена мелководьем — Азиатский шельф. Северная часть выражена крутым материковым склоном (18°), желобом Садко и котловинами центральной части Арктического бассейна. Глубины моря разные, но в основном это мелководный бассейн (около 55 % территории бассейна имеют глубины до 50 м, реже до 100–200 м). Другое дело в северной части моря, где много котловин и ям с глубиной от 2300 до 2980 м. На материковом побережье выделяется большое количество заливов и бухт: Хатагский, Анабарский, Оленекский, Янский (заливы), Тикси, Буохарская (бухта с губой). В море впадают крупные реки: Лена, Анабар, Хатанга, Яна, и др. Годовой сток рек составляет около 700 км³.

Климат Моря Лаптевых в основном арктический. Температура воздуха в среднем за год — минус 13 °С. Климат его в основном определяется воздействием Сибирского антициклона. Зима здесь продолжительная — 9–9,5 месяца, минимальная температура до –55 °С. Средняя температура воздуха в январе –26, –29 °С, в июле +3, +4 °С.

Гидрологический режим моря Лаптевых сложный: в прибрежной части значительное влияние оказывает теплые пресные воды речного стока, поэтому соленость поверхностных вод здесь незначительная — 10–15 ‰, и температура летом достигает 12–15 °С, далее, в северной половине моря и около Северной Земли преимущественно пользуются арктические воды. Температура их в поверхностной зоне почти постоянна — минус 1,5 °С и соленость до 32 ‰. Следующая зона морских вод испытывает воздействие подводных течений Атлантики (на глубине 100–300 м). Температура воды здесь постоянна до +1,3 °С и соленость 35 ‰. И последняя зона вод, расположенных ниже атлантических. Температура их почти всегда около –1 °С. И соленость их наибольшая — 35–36 ‰. Движение поверхностных вод моря Лаптевых происходит по кругу против часовой стрелки. Температура воды летом 5–10 °С. Зимой формируется ледяной покров, который существует с октября по июль.

Органический мир моря типично арктический. Флора и фауна приурочены к прибрежной части. Развиты диатомовые водоросли, из фауны современные холоднолюбивые простейшие и моллюски. Из рыб распространены сибирская ряпушка, омуль, муксун, нельма. Добывают здесь также млекопитающих: моржа, морского зайца, нерпу и белуху.

В хозяйственном отношении море Лаптевых рассматривается как звено Великого Северного морского пути.

Восточно-Сибирское море расположено между островом Врангеля на востоке и Новосибирскими островами на западе. На юге границей моря является берег материка, а на севере — край материковой ступени. Площадь моря 901 тыс. км². Объем воды — 5300 км³, средняя глубина — 58 м, максимальная — 155 м. Это море самое мелководное из всех северных морей. Наиболее мелководная часть моря западная (до 20 м глубина), к востоку происходит незначительное углубление бассейна и лишь в отдельных местах наблюдается углубление дна. Рельеф морского дна почти везде ровный, нарушаемый местами руслами подводных продолжений рек (Колыма, Индигирка и др.), а также групп и одиночных островов, возвышающихся над водной поверхностью в пределах акватории.

Климат Восточно-Сибирского моря арктический, отличается чрезвычайной суровостью, вызванной влиянием сибирского антициклона и арктического воздуха. В январе обычно температура воздуха минус 30–32 °С, в июле около +1 °С. Снежный покров держится с сентября по июнь. Мощность льда достигает 3–4,5 м.

Гидрологический режим моря обеспечивают подводные течения из моря Лаптевых, направленные против часовой стрелки. Подводные течения захватывают массу прибрежных, более пресных вод и уносят их на восток. В северной половине моря наблюдается движение вод в западном направлении. Речной приток составляет 260 км³ в год. Температура поверхностных вод летом у берега положительная (+4, +6 °С), в центре моря около 0 °С. На глубинах свыше 20 м температура почти всегда отрицательная (–1, –1,6 °С). Соленость морской воды разная, у берегов около 20 ‰, в открытом море 28–31 ‰.

Органический мир моря арктический. Среди рыб промысловыми считаются сибирская ряпушка, омуль, муксун, вылов их производится только для местных нужд. В море также водятся нерпы, моржи и белуха. Восточно-Сибирское море используется как звено в Великом Северном морском пути. Навигацию открывают еще до наступления тепла в июне с помощью ледоколов и заканчивают ее в октябре с большим количеством плавающих льдин в воде и тоже с помощью ледокола.

Чукотское море самое арктическое море Северной Евразии. С запада его ограничивает о. Врангеля, а с востока — побережье Аляски, на севере граница

ГЛАВА 7.

проводится по материковой ступени, с юга береговой линией (66° с. ш.). Площадь Чукотского моря составляет 582 тыс. км², объем его — 51 000 км³, средняя глубина — 88 м, максимальная — 180 м. Море почти полностью открыто в сторону Арктики и имеет связь с Беринговым морем через одноименный пролив. Дно моря почти ровное и представляет собой материковую прогнутую часть, со средней глубиной прогибания около 50 м и лишь местами глубже. Выделен небольшой внутренний желоб (с глубиной до 100 м), на дне которого возвышается банка Геральда (13 м). Берег Чукотского моря почти прямолинейный, нарушаемый лишь врезанной в сушу Колючинской губой. Водную часть акватории местами нарушают скалистые мысы: Якан, Шмидта, Ванкарем, Сердце-Камень и др.

Климат преимущественно арктический, но уже чувствуется воздействие Тихого океана. Речной приток здесь незначительный, всего 82 км³ в год. Средняя температура воздуха в феврале (самый холодный месяц) $-20, -25^\circ\text{C}$, а летом около $+2^\circ\text{C}$. Снежный покров (лед) устанавливается в сентябре — октябре и стаивает в середине июня. Как видно из характеристики арктических морей, свободны они становятся для плавания лишь в июле и августе, захватывая половину июня и сентября.

Гидрологический режим Чукотского моря определяется подводным арктическим течением и воздействием теплых вод, приходящих со стороны Берингова моря. В Чукотское море впадает большое количество воды — свыше 37 000 км³ и эта масса распадается на три течения: восточное, центральное и западное. Соленость поверхностного моря разная: от 29 до 34 ‰. Ближе к берегу соленость воды резко понижается.

Органический мир Чукотского моря преимущественно арктический. Но в восточной части моря он несколько богаче, чем в западной. Насчитывает до 40 видов рыб. Добычу рыбы ведут в основном для собственного потребления, а нерпу, моржей, белуху добывают в промышленных объемах.

7.3. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ

К Дальневосточным морям относятся краевые моря Тихого океана: Берингово, Охотское и Японское.

Берингово море расположено к северу от Алеутско-Командорской гряды. Воды его простираются до Северной Америки. Площадь моря 2304 км², глубина средняя — 1600 м, максимальная 4773 м. Объем воды 3683 км³. Берингово море самое крупное из морей, омывающих Северную Евразию [64].

Рельеф дна Берингова моря неоднороден. В северо-восточной половине моря преобладает мелководный характер моря со слабым расчленением поверхностного дна, и глубины моря не превышают 200 м. В юго-западной части Берингова моря отмечены самые большие глубины до 4773 м. Здесь шельф заканчивается и переходит в глубоководный материковый склон. Сильной расчлененностью отличается дно моря вблизи Камчатского и Корякского берегов. Ровные площадки шельфа сменяются группами меридиональных сбросовых ступеней и желобов. На поверхности моря выделяются отдельные склоны и бухты, окруженные островами.

Климат моря определяется воздействием арктического и Тихоокеанского водных течений и перемещением холодных и бореальных воздушных масс. Преобладают пониженные давления, высокая облачность, частые туманы. Температура воздуха в феврале (самый холодный месяц) — до -23°C на севере моря и около -2°C на юге. В августе температура воздуха 7°C на севере и около 10°C на юге. Выпадение осадков неравномерно по площади моря. На севере в год выпадает до 400 мм осадков,

преимущественно в виде снега, в юго-восточной части 600–800 мм и на юго-западе около 1100 мм.

Гидрологический режим моря обеспечивают течения вод, приходящие со стороны Тихого океана, влияние речного стока минимальное (всего 650 км³, или 0,02 % от объема моря). Морские течения образуют круговорот против часовой стрелки. Зимой формируется ледовый покров, который сковывает северную часть моря с ноября по май. Южная часть моря не замерзает. В этой части моря температура положительная в течение всего года. Соленость воды в поверхностном слое — 33 ‰ с глубиной она увеличивается до 34,5 ‰.

Органический мир северной части Берингово моря небогат. В отличие от северной южная часть моря более разнообразна по флоре и фауне. На севере преимущественно пользуется арктическая флора и фауна, на юге — бореальная. Так, в юго-западной части моря выделяют свыше 60 % зоопланктона и до 270 видов рыб из 300, приходящихся на все море. Промысловое значение имеет лососевые, тресковые, сельдевые и камбаловые. На островах добывают морского котика, выдру.

Охотское море располагается между п-овом Камчатка на востоке и о. Сахалин на западе. На севере границей его является материковый берег, на юге Большая Курильская гряда. Площадь моря 1590 тыс. км², объем воды 1230 тыс. км³, средняя глубина — 359 м, максимальная 3657 м.

Дно Охотского моря отличается неоднородностью рельефа. Около 22 % поверхности пологозалегающий шельф, 70 % — материковый склон и 8 % — глубоководные впадины. Эти впадины выделяются у западного побережья Курильской дуги. Берега моря разные. В северном и северо-восточном обрамлении берега крутые, скалистые, иногда ровные. Здесь выделяются крупные заливы: Шелехова, Пенжинская и Гижагинская губы. На юго-западе моря — заливы Терпения, Анива. Рельеф дна усложняют отдельные крупные острова и группы мелких островов.

Климат Охотского моря неодинаковый. На формирование климата оказали влияние большая протяженность моря, водные течения и характер атмосферных процессов. Северные районы моря отличаются умеренноконтинентальными чертами климата, средняя температура воздуха в январе здесь –24 °С, а в августе +11 °С. В южных районах климат несколько мягче. В январе температура воздуха –6, –8 °С, а в июле 14–18 °С. Осадков больше чем на севере (1000 мм). Зимой холодный воздух поступает с материка в море, а летом морской полярный воздух. Большое влияние на климат Охотского моря оказывает муссонная циркуляция умеренных широт.

В Охотское море в большом количестве поступают морские воды из Японского моря через проливы Курильской гряды, а также речной материковый сток. Взаимодействие морского и речного стоков формирует несколько внутренних течений морских вод. Образуется общий круговорот морской воды. Сложные очертания акватории моря усложняют общий круговорот местными круговыми течениями. В Охотском море проявляются суточные приливы и отливы воды. Максимальные приливы наблюдаются в районе Шантарских островов — 7 м и Гижагинской губы — до 13 м.

Температура и соленость воды Охотского моря с поверхности и до дна разная. На поверхности ее температура летом — 8, 12 °С, зимой от –1,8 до 2 °С (на севере вода холоднее, чем на юге). С глубиной (средний слой) температура уменьшается (до –1,6 °С), причем средний слой к югу Охотского моря исчезает. Соленость холодной воды уменьшается от 32 до 33 ‰. Ниже холодного слоя прослеживается слой более теплой воды, принесенной течениями из Тихого океана. Температура их поднимается до 2,3 °С, соленость находится в пределах 33–34,5 ‰. Отдельными зонами выделяются слои

ГЛАВА 7.

более холодной воды с температурой около 0 °С. Непосредственно у дна Охотского моря отмечаются теплые и соленые воды, принесенные донными течениями со стороны Тихого океана. В январе–феврале северная половина моря покрывается обширными ледяными полями, которые стаивают в мае–июне, на юге лед держится около 3 месяцев.

Органический мир Охотского моря неоднороден. В северной половине моря он носит выраженный арктический характер, на юге бореальный. В поверхностном слое моря много планктона диатомовых и др. водорослей. В северной части моря выделено 125 видов рыб, в южной части их количество увеличивается до 300 видов. Из промысловых видов значение имеют треска, минтай, горбуша, кета, кижуч, камбала, палтус. У камчатских берегов вылавливают крабов. Добывают также тюленей, нерпу и белуху.

Японское море расположено между материком (на западе) и островами Сахалин, Хоккайдо и Хонсю (на востоке). Площадь моря — 1062 тыс. км², средняя глубина 1752 м, максимальная — 3669 м. Объем воды 1713 тыс. км³. Японское море сообщается через проливы Лаперуза и Невельского с Охотским морем (на севере), с Тихим океаном — Цугару и Восточно-Китайским морем — Корейским проливом.

Рельеф дна моря неоднороден. На севере выделяют протяженный шельф, на юге прослеживаются глубоководная впадина и котловина (в средней части). В самой котловине выделяются возвышенности Ямато и Сюнцу с отметками дна от 258 до 387 м. Берега Японского моря преимущественно гористые и отличаются большой расчлененностью.

Климат Японского моря типично муссонный умеренных широт. Температура воздуха на море разная. На севере в январе около –20 °С, на юге — 6 °С. Летом (август) на севере 15 °С, на юге 25 °С. Количество осадков также отличается, на севере до 550 мм, на юге до 2000 мм, максимум осадков приходится на лето. Для лета характерны тайфуны.

Гидрологический режим Японского моря формируют Цусимское водное течение (ветвь Куроисио), которое в год приносит до 57 405 км³ воды, речной сток (до 212 км³) и атмосферные осадки. Поверхностные течения морской воды Японского моря происходят против часовой стрелки по кругу. Температура морской воды почти повсюду положительная, и только в глубоководных впадинах она приближается к нулю. В зимнее время море охлаждается до –1,5 °С на севере, на юге до 12 °С. Летом вода прогревается на севере до 17 °С, на юге до 26 °С. На зиму льдом покрываются закрытые бухты в северной части моря и отдельные заливы на западном побережье. Льдом покрывается узкая полоса в прибрежной части Татарского пролива. Значительная часть моря открыта от льда. Соленость поверхностных вод составляет 34–34,5 ‰ и лишь у берегов снижается до 33 ‰, вследствие разбавления ее речными водами. Отличительной особенностью Японского моря является высокое содержание растворенного газа до глубины почти 3000 м.

Органический мир Японского моря чрезвычайно разнообразен и богат. Здесь распространены холодноводные, бореальные и теплолюбивые формы. Характерно обилие планктона. Много разнообразных водорослей. Добывают морскую капусту. Количество видов рыб превышает 650. Традиционным является вылов сельди, трески, камбалы, лососевых, скумбрии, мойвы и многих других.

В морфометрическом отношении на территории дальневосточных морей на первый план выходят формы рельефа переходной зоны, сильно растянутой в ширину. В Беринговом море много равнин абразион ноаккумулятивных на глубинах около 200 м при ширине пространства до 800 км. Далее на юговосток (Охотское море) шельф

сужается до 200–250 км, но и здесь равнины сохраняют свой абразионноаккумулятивный характер, продолжаясь в области склона. В Японском море шельфовая зона резко уменьшается в ширину до 20–25 км.

В пределах переходной зоны от материка к океану (подвижный пояс) дальневосточных морей выделяют краевые части материкового склона, сильно расчлененные тектоническими разломами, тектонические долины, сопряженные с глубоководными впадинами, подводными хребтами, системой островных дуг, оконтуренных со стороны океана глубоководными желобами. Так, на территории Берингова моря к югу от материкового выступа выделяется Алеутская котловина с отметками дна 3000–4000 м и до 7822 м (максимальная отметка). На дне котловины прослеживаются хр. Ширшова (мощность воды над вершиной 200–500 м) и хр. Безымянный (с банкой Баурс на вершине — 60 м).

В Охотском море отсутствуют высокие хребты, а переходная к океану зона узкая и вытянута вдоль склона Курильских островов.

Обширная котловина Японского моря (3669 м) характеризуется разными формами рельефа. В центральной части котловины выделяется возвышенность Ямато — горный узел, образованный пересечением нескольких островных дуг (подводных хребтов). Слой воды над вершиной Ямато — 258 м. В коре котловин окраинных морей не установлен гранитный слой, в тоже время выявлена мощная толща (до 4 км) — слой донных отложений, свидетельствующий об отличии этих котловин от глубоководных пространств пояса океана. Вдоль внешней окраины переходной зоны протягиваются системы островных дуг: Алеутская, Курильская и Японская. Границей перехода от материка к океану служат глубоководные впадины (желоба): Алеутский (глубина до 7822 м) и Курило-Камчатский (до 10 542 м) геосинклинальный пояс. Перечисленные глубоководные впадины являются характерными морфоструктурами геосинклинального пояса Тихого океана. В рельефе они выражены узкими депрессиями с асимметричными склонами, осложненными серией уступов и тектонических нарушений (сбросы). На дне желобов прослеживаются плоские долины параллельно простиранию общих структур.

Распределение морфоскульптур на дне дальневосточных морей сопряжено с морфоструктурным планом последних. Выше было сказано, что абразионноаккумулятивные равнины Берингова, а также Охотского морей занимают обширные площади в северных окраинах этих морей, т. е. в местах выхода значительных частей материковой платформы в сторону океана. Скульптурные формы рельефа здесь обязаны в основном глубоководным и приливным течениям, осуществляющим вынос и переотложения донных осадков. Сильный вынос донного материала, а следовательно, и размыв дна отмечается для приливов между островами Курильской гряды и в заливе Шелихова, связывающего Охотское море с Тихим океаном.

Все полезные ископаемые дальневосточных морей связаны в основном с шельфовой и прилегающей к ней материковой частью побережий. Главными полезными ископаемыми шельфов считаются нефть и газ; предполагается наличие олова в эффузивном поясе, протянувшемся от Анадыря до Индонезии на границе материковой и океанической плит.

Довольно известна на Дальнем Востоке Охотская нефтегазоносная провинция, которая располагается на территории Охотского и российского сектора Японского морей.

Первые сведения о наличии нефти на о. Сахалин относятся к 1880 г., а первая промышленная нефть была получена в 1923 г. на Охтинском месторождении. Открытые

Прогнозные ресурсы Магаданского шельфа оцениваются в 1,8 млрд т нефти и 1,5 млн м³ газа (Коблов и др., 1997). Плотность ресурсов различается на три порядка, от 0,1 до 120 тыс. т/км² для олигоценмиоце нового комплекса и от 0,1 до 30 тыс. т/км² для палеоценэоценового комплекса. Основная часть ресурсов — 74 % нефти и 68 % газа, сосредоточена в четырех перспективных зонах: Измайловской, Ольнинской, Умарской и Эвенской. Всего на Магаданском шельфе выделено 11 возможно нефтегазоносных зон.

7.4. ВНУТРЕННИЕ МОРЯ

Внутренние моря Северной Евразии имеют кору континентального, реже субконтинентального, типа. К этим морям относятся Балтийское, Черное и Азовское. В свою очередь, они являются морями бассейна Атлантического океана [72,74].

Балтийское море относится к типу эпиконтинентальных морей, располагается целиком на архейском кристаллическом щите, поверхность которого постепенно снижается к югу и покрыта в странах Прибалтики древним платформенным чехлом. Глубина моря в среднем 86 м, максимальная — 455 м (Ландсортская впадина). Площадь моря — 419 км², объем — 21,5 км³. Средняя температура воды в январе, феврале — 1 °С, в июле, августе — +15 — 17 °С.

Абразионноаккумулятивные равнины прослеживаются прибрежной полосой до глубин 60–70 м. В районе Финского залива в формировании морфоскульптур рельефа принимают участие речные наносы. Осадочный чехол сложен известняком, граптолитовыми сланцами, песчаником и глинами. На севере и северо-востоке синеклиза граничит с Балтийским щитом, на юге — с Белорусским массивом, на юго-западе и западе — с Датско-Польским авлакогеном. Дно Балтийского моря (фундамент синеклизы) осложнено системой горизонтальных разломов, которые обуславливают его блоковое строение. Приподнятые блоки фундамента проявляются в чехле поднятиями: о-ва Готланд, Северо-Лиепайскими и др., а опущенные блоки — впадинами (например, Гданьской). Разломы проявляются в рельефе дна в виде ступеней — глинтов. К востоку от о-ва Готланд, в центральной части котловины находится Готландская впадина с максимальной глубиной 455 м. Две глубокие впадины выделяются в Ботническом заливе. Малые глубины, отмечаются в Рижском заливе (менее 62 м), в датских проливах (от 7 до 80 м), а также в Финском заливе (до 60–80 м). Для Балтийского берега характерна значительная расчлененность, образуемая большим количеством заливов, бухт, проливов, а также присутствием узких песчаных кос.

Климат Балтийского моря — умеренно морской. По всей протяженности моря климат изменчивый. Так, в южной части температура воздуха в январе –1 °С, в июне 17,5 °С, в северной части (Ботнический залив) в январе –3 °С, в июне 15 °С. Количество атмосферных осадков также разное: на севере моря около 540 мм, на юге до 1000 мм в год. Зима на Балтийском море обычно мягкая, лето чаще прохладное.

Гидрологический режим моря формируется притоками вод из Атлантического океана и речными стоками. В Балтийское море впадает свыше 250 рек, в том числе крупные — Нева, Западная Двина, Неман, Одер. Общий речной сток составляет 472 км³. Движение воды в Балтийском море происходит по кольцу против часовой стрелки, со скоростью до 15 см/с. Для Балтийского моря характерны слабые полусуточные приливы (4–8 см) и подъемы воды, нагоняемой ветром (в 1824 г. - 410 см в Невской губе).

ГЛАВА 7.

Соленость морской воды составляет на поверхности 20 ‰, на глубине 30 ‰. Соленость в заливах меньше в связи с разбавлением речными водами (в Финском заливе 2–1 ‰). Температура воды также отличается. Летом в Финском заливе вода прогревается до 15 °С, в Рижском до 18 °С. Зимой на поверхности моря образуется ледяной покров в заливах мощность до 100 см. Иногда лед покрывает и проливы. Основная часть моря свободна от льда. Обычно лед держится 80–90 дней.

Органический мир Балтийского моря сравнительно небогат, сказывается суровость климата, значительная опресненность вод и неравномерное распределение биогенных веществ в толще воды. На глубине в море преимущественно распространены арктические формы, в окрестных водах обитает обедненная атлантическая фауна. В Балтийском море выделено около 70 видов рыб. Основными промысловыми считаются салака, треска, палтус, угри и др. Дно Балтийского моря перспективно на открытие месторождений нефти и газа.

Черное море (впадина) почти со всех сторон обрамляется альпийскими горноскладчатыми сооружениями. На востоке впадина переходит в Рионскую межгорную впадину, а на северо-западе сочленяется со Скифской плитой, которая здесь в виде шельфа спускается в Черном море [64]. Черное море расположено на юго-западной окраине Северной Евразии. Море проливами соединяется с Азовским морем на северо-востоке и со Средиземным морем на юго-западе. Площадь Черного моря 413 488 км², объем воды — 537 000 км³, средняя глубина 1271 м, максимальная 2245 м.

Рельеф дна Черного моря на материковой отмели ровный, переходящий в крутой материковый склон у берегов Крыма, у берегов Кавказа материковый склон рассечен руслами рек. Береговая линия относительно спокойная, слабо эродирована, местами берег аккумулятивный.

Климат южной части моря несколько отличается от северной. В южной части много солнца, тепла, в северо-западной территория от крыта воздействию континентальных ветров. Средние температуры января здесь –2,6, –3 °С (более низкие температуры наблюдаются в исключительные годы). На крымском и кавказском побережьях они, как правило, положительные (3,7–6,7 °С). Средние температуры июля меняются незначительно (22,5–23,8 °С). Осадки крайне неравномерны — в Крыму 400–500 мм, в Батуми — 2450 мм.

Гидрологический режим Черного моря обеспечивает в основном речной сток (355 км³ в год), ветры и атмосферные осадки. Избыточные воды уходят из моря через пролив Босфор. Через этот же пролив поступают в Черное море воды Атлантического океана (около 193 км³ в год). В северо-западной части моря поверхностный сток, и господствующие северо-восточные ветры формируют круговое течение воды против часовой стрелки. Соленость поверхностной воды 17–18 ‰ (у берегов 13 ‰), в данных условиях (глубже 200 м зона застойных вод) — 22 ‰. Температура поверхности моря летом 25–28 °С, начиная с глубины 100–200 м и до дна температура 8–9 °С, зимой температура воды в море понижается до 8 °С, на северозападе и северо-востоке моря до –1,5 °С. Газовый режим Черного моря особенный. Кислород поступает до глубины 200 м, ниже прослеживается сероводородная зона.

Органическая жизнь в Черном море развита до глубины около 200 м. Выделяется около 380 видов фитопланктона, много разных видов водорослей. Продуктивность Черного моря на рыбы высокая — 168 видов рыб. К промысловым относят белугу, осетра, севрюгу, сельдь, хамсу, кильку, скумбрию, салаку, камбалу и др. Вылавливают также пресноводные формы: судака, леща, тарань.

Существуют разные точки зрения о природе дна Черного моря. В строении дна участвуют породы осадочного слоя, мощность которого более 16 км. Он включает в

себя породы всех периодов от кембрия до неогена. Время формирования Черноморской впадины — кайнозой. Амплитуда опускания дна Черного моря более 2,5 км. Структура дна моря нарушена многочисленными региональными разломами субширтного и субмеридионального простираний. Эти разломы являются естественными границами Центрально-Черноморского поднятия, Восточно- и Западно-Черноморской впадин. Осадочный чехол впадин перспективен на *нефть* и *газ*.

В Черном море шельф занимает обширные пространства на севере, в области Скифской плиты, предгорий Крыма и Кавказа. Ширина шельфа на глубине 200 м изменяется от 1 до 200 км. Вся прибрежная часть моря характеризуется наличием выраженных мелководных равнин абразионноаккумулятивного генезиса, которая претерпела в Новейшее время резкое опускание ниже зоны размыва. Сохранившиеся долины палеорек Пра-Днепра, исторические городские постройки, оказавшиеся под водой свидетельствуют об опускании прибрежной полосы. Развиты аккумулятивные морфоструктурные формы: барры, косы, валы.

Материковый склон пологий (на северо-западе) — 1–3° и сравнительно слабо расчленен. Вблизи Кавказа склон более крутой (20–30°), а в районе Крыма осложнен серией нарушений и сбросовыми уступами. Материковый склон Черного моря спускается до глубин 1800–1900 м. Со стороны турецкого берега склон расчленен серией тектонических нарушений в виде широких долин. У основания склона гранитный слой выклинивается, а мощность покровных донных отложений возрастает и кора приобретает облик субокеанический (рис. 7.5). Полностью океанической назвать ее трудно по следующим обстоятельствам: большая мощность осадочного слоя (10–15 км) и значительная мощность базальтового слоя (6–15 км). Причем есть мнение, что это не базальтовый слой, а сильно метаморфизованный известняк.

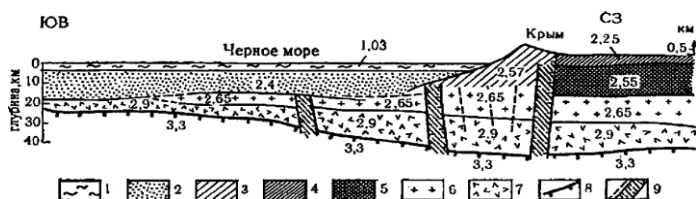


Рис. 7.5. Схема строения земной коры в области Черноморской впадины и Крыма (по Т.С. Лебедеву, К.А. Болюбах, 1963 и Н.С. Благоволуну, 1965): 1 — слой воды; 2 — осадочные толщи впадины Черного моря; 3 — мезокайнозойские образования Крымских гор; 4 — мезокайнозойские отложения равнинного Крыма; 5 — палеозойский комплекс равнинного Крыма; 6 — гранитный слой; 7 — базальтовый слой; 8 — поверхность Мохоровичича; 9 — предполагаемые зоны глубинных разломов. Цифрами даны значения плотности пород ($г/см^3$)

мезокайнозойские отложения равнинного Крыма; 5 — палеозойский комплекс равнинного Крыма; 6 — гранитный слой; 7 — базальтовый слой; 8 — поверхность Мохоровичича; 9 — предполагаемые зоны глубинных разломов. Цифрами даны значения плотности пород ($г/см^3$)

Природа Черного моря имеет более чем столетний период изучения и до настоящего времени не решена. Есть три подхода к ее решению. Первый — Черноморская впадина — остаток древней докембрийской океанической коры. Второй — впадина является частью рифтовой зоны, возникшей в конце мела — начале палеогена. И третий подход — впадина образовалась за счет опускания древнего жесткого массива и произошедшего затем интенсивного метаморфического преобразования коровых пород дна впадины. Последний подход наиболее реалистичен, т. к. подтверждается геологическими данными и геофизическими исследованиями. Геологические данные свидетельствуют о палеозойском начале прогибания этой территории. Глубинное строение Черноморской впадины в некоторых чертах напоминает глубинное строение Прикаспийской и Южно-Каспийской впадин. Дно Черного моря напоминает поверхность выравнивания (идеальная равнина с глубиной около 2211 м). Режим воды на этой глубине застойный — преобладает сероводородное заражение.

Азовское море по размерам небольшое (его площадь — 38,8 тыс. км²), почти целиком расположено на Скифской плите и соединяется через Керченский пролив

ГЛАВА 7.

(тектонический прогиб) с Черным морем. Средняя глубина моря — 10 м, максимальная — 14 м. Объем воды — 320 км^3 . Возраст моря — неогеновый — за счет опускания части Скифской плиты и предгорного прогиба севернее Крымско-Кавказского региона. Впадина носит ярко выраженные черты аккумулятивной равнины. Скульптурные формы дна моря образуют затопленные русла рек, барры и подводные береговые валы.

Рельеф береговой линии неоднороден. Наиболее он расчленен на северо-восточном и северном побережье моря. Здесь известны Таганрогский, Бердянский, и другие заливы. Северный берег обрывистый и высокий, восточный берег низменный, испытывает интенсивную абразию (отступает берег до 10 м/год). Вдоль берега протянулся до 110 км ракушечнопесчаный бар — Арбатская стрелка. Выделяются также лиманы в районе Прикубанской низменной равнины.

Климат Азовского моря преимущественно континентальный. Средняя температура воздуха в январе $-3, -5 \text{ }^\circ\text{C}$ (иногда снижается до $-25, -31 \text{ }^\circ\text{C}$). Летом температура поднимается до $25 \text{ }^\circ\text{C}$, реже выше.

Гидрологический режим Азовского моря определяется взаимодействием вод, приходящих из Черного моря, речным стоком (13 %) и климатическими условиями. Течения в море непостоянны, но направлены они против часовой стрелки по кольцу. Температуры в течение года выражены резко. Зимой по всему озеру наблюдается отрицательная температура ($-1 \text{ }^\circ\text{C}$). Происходит формирование прибрежного льда, а в центре озера плавают льдины. Мощность льда достигает 60 см. Лед держится с декабря по февраль включительно. В июле температура поднимается до $25 \text{ }^\circ\text{C}$ в море и до $32 \text{ }^\circ\text{C}$ в прибрежной зоне. Соленость моря составляет 12–14 ‰, в Сиваше (лагуна) соленость поднимается до 160 ‰.

Органический мир Азовского моря весьма обилен и своеобразен. Здесь большое количество фитопланктона до 200 г/м^3 в основном диатовой природы. Много зоопланктона, развиты моллюски (двустворчатые). Насчитывается до 80 видов рыб. В качестве промысловых имеют значение тюлька, судак, хамса, сельдь, осетровые, тарань.

7.5. ВНУТРЕННИЕ МОРЯ - ОЗЕРА

Каспийское море — величайшее озеро Земли. Территория бассейна Каспийского моря занимает площадь около $3,5 \text{ млн км}^2$, из которых около 63 % приходится на зону формирования речного стока, 26 % — на зону потерь стока, а площадь самого моря составляет 11 % (371 тыс. км^2). Средняя ширина его около 300 км. Объем воды в море около 77 000 км^3 . Средняя глубина моря 180 м. Протяженность Каспийского моря с севера на юг — около 2700 км, что определяет разнообразие природных (физикогеографических) условий, геоморфологических и геологических особенностей впадины Каспийского моря пересекает в субмеридиональном направлении тектонические блоки разных возрастов. Так, северная часть Каспийского моря расположена на докембрийском основании и входит в состав Прикаспийской синеклизы Восточно-Европейской платформы. Средняя часть, являющаяся наибольшей по площади, занимает эпигерцениды Скифской и Туранской плит. Осадочный чехол здесь достигает мощность 6 км и представлен отложениями от триаса до современных. Южная, наиболее глубокая часть Каспийского моря, располагается на структурах, относящихся к Альпийской горно складчатой области. Здесь осадочные породы дна значительные (около 20 км) и залегают непосредственно на базальтовом слое.

Морфоструктуру дна моря определяют геологические условия. Так, мелководная северная часть моря расположена на южной окраине Русской (Восточно-Европейской) платформы с отметками дна до 150 м. Средняя часть моря с глубинами около 788 м полностью контролируется геологией более молодой (эпигерцинской) платформы и Предкавказским передовым прогибом и южную часть моря, наиболее глубоководную (до 995 м), отвечающую прогибанию земной коры в неогенчетвертичный период. В структурном отношении Прикаспийская впадина находится ниже уровня моря на 28 м.

Шельф Каспийского моря располагается на глубинах от 70 до 140 м и имеет хорошо обозначенный край. Здесь развиты абразионноаккумулятивные равнины (особенно в северной части моря). Морфоскульптурные формы рельефа представлены песчаными банками, косами, грядами, валами, образованными главным образом подводными течениями. Особую форму рельефа представляют грязевые сопки, развитые в море и на берегу. Материковый склон выражен только в Среднем и Южном Каспии. Углы падения склона достигают 5°. Здесь преобладают наклонные аккумулятивные равнины. Дно Южного Каспия чрезвычайно неоднородно морфологически. Узкие и протяженные впадины чередуются с островершинными гребнями и лишь в центре прослеживается несколько широких ложбин. В южной части моря выделены самые глубокие участки моря — 980 м. *Климат* моря неоднороден, что объясняется его большой протяженностью. Средние температуры января на севере Каспийского моря – 7 °С, –10 °С, в отдельные годы достигают абсолютных минимумов – 38 °С (г. Гурьев). На Среднем Каспии температура воздуха в январе около нуля и на Южном Каспии +7, +8 °С. Для зимнего периода характерны сильные ветры (ураган «Норд»). Летом температура воздуха на Северном и Южном Каспии мало отличается: от 24–26 °С до 26–28 °С. В аномальные годы температура летом увеличивается на 12–13 °С (г. Гурьев). Количество атмосферных осадков неодинаково: на севере — 150–200 мм, на юге Каспия до 1600 мм в год. Для Каспийского моря характерно колебание уровня. Почти семь столетий, начиная с XII в., уровень его поднялся на 8 м и в начале XX в. стабилизировался на отметке 26 м (площадь 424 тыс. км², объем 77 000 км³). Затем он стал резко падать и в 1977 г. составил — 29 м, соответственно площадь моря снизилась до 387 тыс. км² и объем до 76 000 км³. Начиная, с 1978 г. уровень опять стал подниматься (на 1,5 м к 2000 г.). (Воропаев и др., 2003).

Гидрологический режим Каспийского моря в значительной мере определяется речным стоком. В море впадает свыше 130 рек. В год они приносят более 300 км³ воды. Наиболее крупные реки Волга, Терек, Сулак, Самур, Кура и Атрек, со стороны Ирана реки Сефидруд, Горган, Хераз, Тагар и др. Атмосферные осадки составляют 62 км³ воды в год. Испаряется с поверхности до 340 км³ в год. Считается, что основные течения вод Каспийского моря обеспечивают приток реки Волги и северо-восточные ветры. В море образуется большой круговорот воды против часовой стрелки. Внутри большого круговорота выделяются два малых круговорота: среднекаспийский и южнокаспийский. Скорость течения воды в круговоротах разная, в среднем от 15 до 30 см/с. Для Каспийского моря характерны сильные осеннезимние ветры, вызывающие штормы. Температура воды в Каспийском море разная. Зимой в Северном Каспии она ниже нуля. Образуются льды, которые держатся с декабря по начало апреля. В Среднем и Южном Каспии температура зимой меняется от 4 до 10 °С. Летом температура воды в Северном Каспии 24–26 °С, в средней и южной частях моря до 25–28 °С на поверхности, а с глубиной она здесь резко понижается. Соленость сильно отличается: в устьях рек небольшая (0,3 ‰), в средней и южной частях до 13 ‰, а в заливе Кора-Богаз-Гол — 350 ‰.

ГЛАВА 7.

Органический мир Каспийского моря не очень богат по количеству видов. Здесь обитают моллюски, рыбы, млекопитающие. Из рыб здесь выделено до 70 видов, но промысловое значение имеют лишь некоторые: сельдь, кефаль, судак, лещ, вобла, осетр, севрюга, белуга, шип, стерлядь, лосось и др.

Аральское море условно относится к морю, но ему более подходит определение озера, т. к. оно не имеет связей с открытым океаном. Аральское море уникально с позиции антропогенного воздействия на него. Так, если до 1960 г. уровень его был на отметке 53 м, объем водных масс — 1000 км^3 , площадь зеркала воды составляла 65 тыс. км^2 при средней глубине 16 м и средней солености 10 ‰, то в настоящее время оно обособилось на два водоема: Большое море и Малое море. Уровень воды Большого моря — 38,5 м, площадь около 40 тыс. км^2 , объем порядка 310 км^3 , средняя соленость 32 ‰. Уровень Малого моря около 39,5 м, площадь 2,9 тыс. км^2 , объем воды около 20 км^3 , соленость составляет 30 ‰ (Г.В. Воропаев и др., 2003) (рис. 7.6).

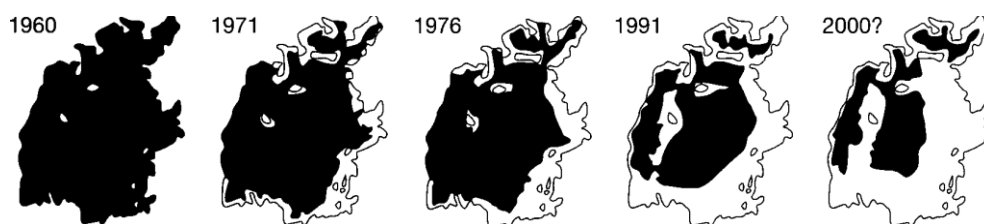


Рис. 7.6. Динамика изменения площади Аральского моря согласно исследования, проведенного в рамках программы ООН по окружающей среде (UNEP)

Располагается озеро во впадине эпипалеозойской Туранской низменности (плиты). В рельефе дна прослеживается узкая меридиональная тектоническая впадина, к которой приурочена самая глубокая часть моря — 68 м. Восточная часть моря осложняется широкой подводной грядой со средними глубинами 10–15 м, над которыми возвышаются острова Лазарева, Константина, Возрождения и др.

Климат Аральского моря полностью определяется условиями окружающей его со всех сторон пустыни. Зимой по северной акватории преобладают температуры: на северной стороне $-14 \text{ }^\circ\text{C}$ и на южной — $6 \text{ }^\circ\text{C}$. С декабря по май море покрывается льдом, сплошным у берега и плавучим в центральной части. Летом воздух прогревается до $25\text{--}26 \text{ }^\circ\text{C}$ (июль), иногда и более. Осадков выпадает мало — около 140 мм, а испаряется 1000 мм. Недостаток влаги покрывается водами Аму-Дарьей и Сыр-Дарьей.

Гидрологический режим моря определяется круговоротом воды по часовой стрелки. Направление течений формируют ветры северо-восточного направления. Температура воды в Аральском море летом до $24\text{--}27 \text{ }^\circ\text{C}$, а в заливах до $30 \text{ }^\circ\text{C}$, на глубине более 25 м температура низкая ($1\text{--}4 \text{ }^\circ\text{C}$). Соленость моря невысокая — 12 ‰, с глубиной соленость повышается.

Органический мир Аральского моря не богатый. Здесь среди фауны преобладают пресноводные формы, встречаются полупресноводные. Всего выделено 71 вид. Промысловое значение имеет сазан, лещ, вобла, шемай.

ГЛАВА 8.

ЛАНДШАФТЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В КАЙНОЗОЕ

Природа Северной Евразии за последние 65 млн лет претерпела очень сложную эволюцию. Менялось соотношение суши и моря, шла последовательная очень сложная смена природных обстановок, происходили разномасштабные климатические колебания, приведшие в плиоцене — плейстоцене к материковым и горным оледенениям и т. д. В настоящее время собран огромный палеогеографический материал, базирующийся на абсолютной геохронологии, на массовых палеоботанических и других фактах. Все это позволило воссоздать эволюцию растительных ландшафтов, последовательные смены природных обстановок геологического прошлого.

Четвертичный период (от 1,6 млн лет назад). В четвертичное время произошла существенная дифференциация растительности в связи с ростом гор, усложнением механизма движения воздушных масс, сменой холодных (ледниковых) и теплых (межледниковых) условий климата и другими факторами.

Прежде всего четвертичный период — это ледниковый период, по скольку за последние 700 тыс. лет было по крайней мере пять или шесть ледниковых эпох, разделенных теплыми межледниковыми эпохами. В ледниковые эпохи в континентальных районах Сибири возникла многолетняя мерзлота, которая полностью уже не исчезала, а лишь менялось положение ее южной границы. В горах Кавказа, Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Алтая сформировалась постоянная снеговая линия, которая могла менять свое положение в ледниковые и межледниковые эпохи, но так же, как многолетняя мерзлота Сибири, уже не исчезала совсем.

В каждую ледниковую эпоху при нарастающем похолодании и формировании европейского ледникового покрова и обширной зоны многолетней мерзлоты *в зимнем отрезке времени* над континентом Северной Евразии формировались области высокого атмосферного давления: монгольский, сибирский и арктический барические максимумы, а так же область повышенного атмосферного давления над европейским ледниковым покровом. Это обуславливало господство северо-восточного континентального антициклона, что делало зиму на пространстве Северной Евразии крайне сухой и холодной. Происходила временная элиминация лесной зоны, хотя древесные формации сохранялись по долинам рек в особых экологических рефугиумах.

При *летнем прогреве* континента высокие барические поля Монголии и Сибири разрушались или, по крайней мере, сильно ослаблялись. Европейский барический максимум *сохранялся и летом*, т. к. был обусловлен наличием континентального ледникового покрова Европы. Его наличие обуславливало смещение к югу траектории движения воздушных атлантических масс. На юге Казахстана и в целом на Туранской равнине в теплый сезон года формировалась сравнительно теплая воздушная масса, создававшая барическую депрессию. Этот летнесезонный барический минимум над ныне аридными районами юга Северной Евразии был свободен для вхождения западных (атлантических) воздушных масс, как бы засасывая их. Массораздельный

ГЛАВА 8.

полярный фронт летом делал изгиб к югу от Европейского ледникового покрова, но к востоку от него (за ним) мог уходить несколько севернее, формируя полосу летней активности циклонов. Основные трассы летних циклонов проходили через Средиземное море, по югу Восточно-Европейской равнины, Ближний Восток, достигали равнин и гор Средней Азии (рис. 8.1). Поэтому южные районы Восточно-Европейской равнины, Средняя Азия отличались повышенной увлажненностью и довольно равномерным в течение года выпадением атмосферных осадков.

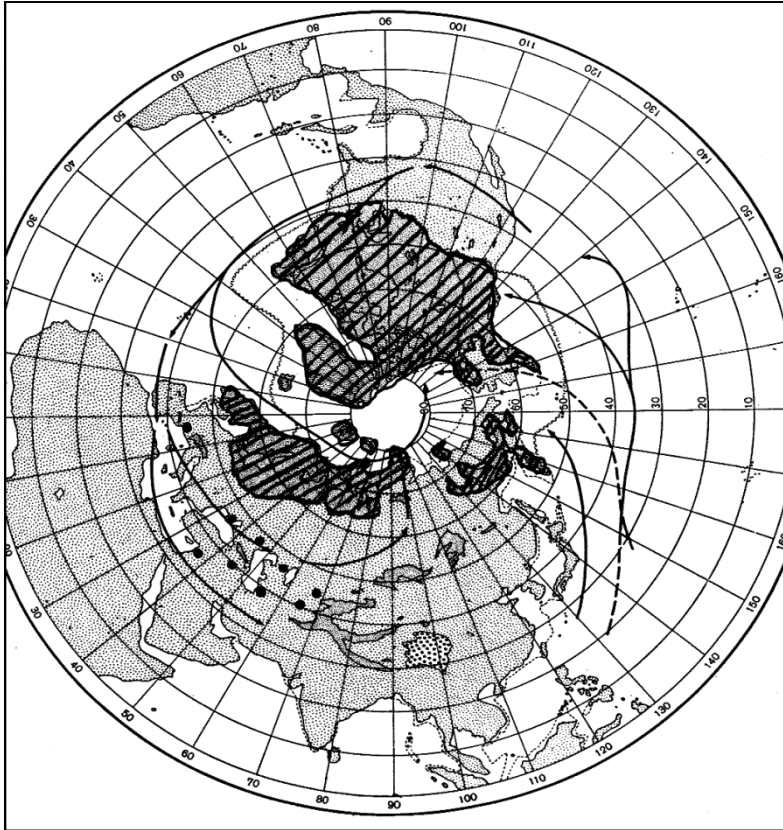


Рис. 8.1. Карта крупных ледников и путей циклонов во время максимума последнего оледенения в Северном Полушарии (из Р. Флинта, с дополнениями). Заштриховано — континентальные ледниковые покровы, стрелки — пути главных циклонов, пунсоны — находки мезофильной, в том числе бореальной флоры в ныне пустынных областях.

Исходя из всего сказанного, можно признать, что в межледниковые эпохи на пространстве Северной Евразии формировался полидоминантный широтный спектр растительности от тундры на севере до пустынь и субтропических степей (эфмеретума) на крайнем юге Средней Азии. В

ледниковые эпохи севернее границы многолетней мерзлоты на месте современной лесной зоны господствовала сравнительно однообразная зона тундровых перигляциальных формаций (криогиперзона). Ближе к границе многолетней мерзлоты гиперзональные черты природы ослаблялись, постепенно (южнее границы многолетней мерзлоты) переходя в так называемый плювиальный (умеренно гумидный) пояс с более влаголюбивой растительностью. После этих предварительных замечаний можно проследить по фактическим палеоботаническим данным историю растительных ландшафтов Северной Евразии в четвертичное время.

В **эоплейстоцене** на пространстве Русской равнины существовали две области с различным характером растительного покрова — область с господством формаций степного типа на крайнем юго-востоке и область с господством формаций лесных типов. Степная растительность была представлена дерновиннозлаковыми группировками с участием эфедры, а балки зарастали широколиственными породами, прежде всего дубом, вязом, липой, кленом. Основная часть Русской равнины была занята лесами с тремя подзонами: подзона сосновых и сосновошироколиственных лесов, севернее — еловососновых с широколиственными породами лесов и березовых и сосновоеловых лесов. В составе лесов сохранялись плиоценовые реликты — *Tsuga*, *Juglans*, *Carya*, *Castanea*, *Pterocarya*, *Liriodendron* и др.

В теплые отрезки времени растительность Западной Сибири напоминала современную. В холодные отрезки времени расширялись травянистые разнотравнозлаковые сообщества, напоминающие современные степи.

На северо-востоке Евразии в бассейне Лены на формиовавшихся многолетнемерзлых грунтах развивалась растительность, близкая к южноякутской: лиственничные леса, часто редкостойные с примесью березы и криофильных кустарников. В целом можно сказать, что в эоплейстоцене (1,6–0,7 млн лет назад) частота смен климатических событий была меньшей, чем в плейстоцене (последние 0,7 млн лет), но более частой, чем в плиоцене. По этому признаку эоплейстоцен занимает промежуточное положение между плиоценом и собственно плейстоценом.

Плейстоцен отличается более частой сменой природных обстановок. В первой половине плейстоцена (700–400 тыс. лет назад) было четыре полных климатических цикла. В теплые эпохи на большей части Восточно-Европейской равнины были хвойно-широколиственные леса (сосна, ель, пихта, тсуга) с участием таких широколиственных пород как *Fagus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Zelkova*. Северные районы (за 57–58° с. ш.) вплоть до побережий Баренцева моря были заняты березовыми и сосновоеловыми лесами с редкой примесью широколиственных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*). Степи занимали юговосточные районы Русской равнины и Причерноморье. На юге июльские температуры могли составлять +25 °С, январские до +5 °С с суммой осадков 600–1000 мм (субтропический гидротермический фон). На севере они составляли соответственно +18–20 °С и минус 3–4 °С.

В Западной Сибири был более континентальный климат. Здесь в теплые отрезки времени первой половины плейстоцена зональность была близкой к современной, развивались среднетаежные леса. Температура июля и января были равны соответственно +18 °С и минус 18–20 °С.

На северо-востоке Сибири в условиях более холодного и резко континентального климата преобладающими были леса из лиственницы с примесью березы. Одним из феноменов первой половины плейстоцена было так называемое донское оледенение. Ледниковый покров в это время продвигался далеко на юг до 48–49° с. ш. (рис. 8.2).

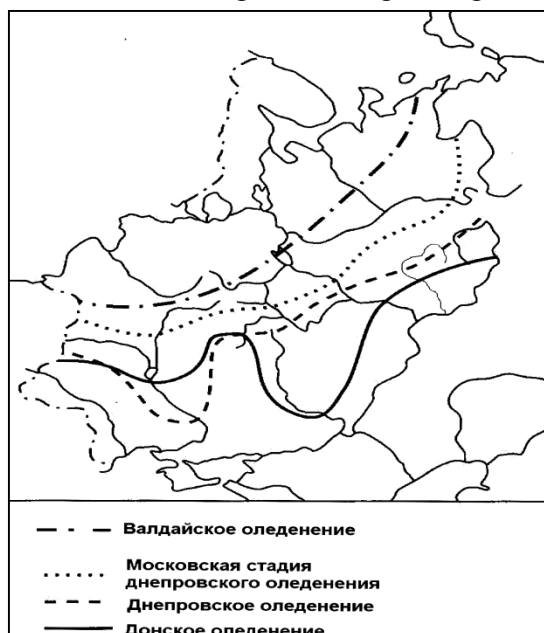


Рис. 8.2. Границы плейстоценовых ледниковых покровов на Восточно-Европейской равнине в эпохи их максимального продвижения

Вторая половина плейстоцена начинается лихвинской межледниковой эпохой. Структура и содержание растительных зон при движении с запада (Русская равнина) на восток — до Восточной Сибири еще более дифференцируется. На Восточно-Европейской равнине четко выделялись четыре зоны: степная зона (Причерноморье, Предкавказье, Прикаспий), формации полидоминантных хвойношироколиственных лесов (до широты Москвы, нижнего течения Камы), формации олигодоминантных хвойных лесов с участием широколиственных пород (до верховьев Печеры, Северной Двины) и формации еловососновых с березой лесов — до побережий Баренцева моря (рис. 8.3). В сложении

ГЛАВА 8.

хвойношироколиственных лесов немалую роль играли *Castanea*, *Fagus*, *Juglans*, а также *Pterocarya*, *Zelkova*. Климатическая оценка этих зон позволяет считать что на юге, в хвойношироколиственной зоне, температура июля могла составлять +18–24 °С, январская — порядка +1 °С.

В Западной Сибири в это же время южнее 55° с. ш. были лесостепь и степь, в центральных районах — тайга южного типа, изредка с примесью широколиственных пород, а далее, вплоть до побережий Карского моря — среднетаежные сосновоеловые леса. Но температуры здесь были несравненно ниже, чем на Русской равнине. В центральной части Западной Сибири июльская температура составляла +18 °С, а январская опускалась до минус 11–13 °С. В восточных частях Сибири на этом этапе закрепились в ландшафте лесотундровые и лиственничноберезовые формации, а средние июльские температуры составляли минус 2–3 °С.

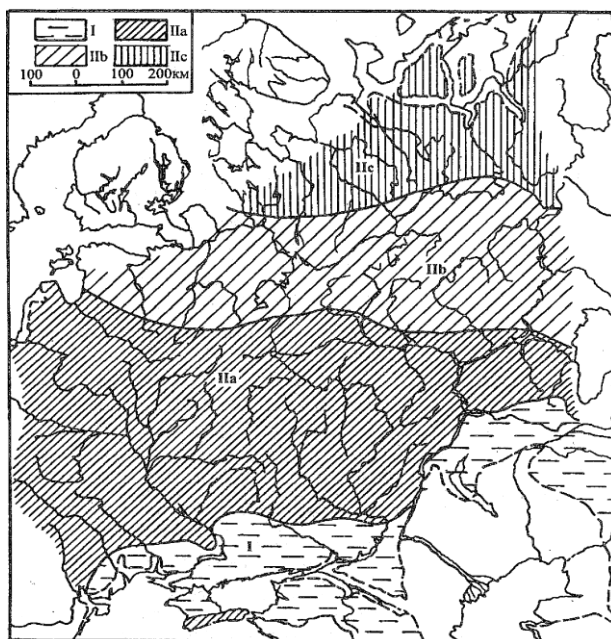


Рис. 8.3. Карта растительности Русской равнины в фазу климатического оптимума лихвинского межледникового (по В.П. Гричку). I — степной тип растительности, II — формации лесного типа: IIa — формации полидоминантных хвойно-широколиственных лесов, IIb — формации олигодоминантных хвойных лесов с участием широколиственных пород, IIc — формации елово-сосновых и берёзовых лесов

Поздний плейстоцен (140–10 тыс. лет назад) начинается с микулинской межледниковой эпохи, оптимум которой приходится на время 130 тыс. лет назад. Характер растительности микулинского времени отражает климатические условия существенно более теплые, чем в современную эпоху. Важно подчеркнуть, что повышение уровня

Мирового океана в это время привело к значительным ингрессиям арктических морей на севере Евразии. Были расширены акватории Черного и Каспийского морей, затоплены большие площади на севере Западной Сибири, Северо-Сибирской низменности, затоплялись морскими водами низовья Печоры, Северной Двины. Белое море через Карельский перешеек соединялось с Балтийским морем.

Обобщенная карта растительных зон показывает, что тундра была распространена главным образом на севере Средней и Северо-Восточной Сибири. Тайга была сдвинута существенно к северу. Обращает внимание, что зона хвойношироколиственных лесов пересекала всю Северную Евразию — от Скандинавии до Дальнего Востока. Неморальные широколиственные леса были характерны от Восточно-Европейской равнины до Урала. Лесостепь почти сливалась с зоной широколиственных лесов. Правда, за Уралом это была березовая лесостепь. Степи и пустыни занимали крайне южное положение.

На Русской равнине была не только северо-южная зональность, но и заметная западно-восточная дифференциация растительности. Западная Сибирь в микулинскоказанцевское время в центральной и северной части была занята таежными формациями, на юге — с участием некоторых широколиственных пород, а на границе с Казахстаном были лесостепи и степи. В Якутии широко были развиты

кедроволиственничные леса, а на северо-востоке Сибири, вплоть до низовьев Колымы, произрастали лиственничноберезовые северотаежные леса.

Граница многолетней мерзлоты отодвигалась до побережья арктических морей. Юг Дальнего Востока был частью трансконтинентального пояса хвойношироколиственных лесов. На самом юге, где климат был заметно гумиднее (муссонный тип климата), преобладающими были широколиственные полидоминантные леса, на родовом уровне напоминающие плиоценовые широколиственные леса Центральной Европы.

В Южном Казахстане и на Туранской равнине усиливалась аридизация климата и пустынизация растительности. Активно развивались дефляционные процессы.

После микулинского межледникового наступило **валдайское оледенение** с двумя климатическими фазами: ранневалдайское (100–40 тыс. лет назад) и поздневалдайское похолодание (25–10 тыс. лет назад). Поздневалдайское похолодание было наиболее суровым. В это время на большей части Северной Евразии господствовали тундры, перигляциальные (приледниковые) сухие степи и полупустыни. Многолетняя мерзлота отодвигалась до Причерноморья и юга Казахского мелкосопочника. Шельфы арктических морей стали суше, т. к. уровень Мирового океана опустился ниже современного на 110–130 м. Глубина промерзания грунта в самых суровых областях Сибири достигала тысячи метров. В таких условиях лесная зона, как широтнозональная структура, исчезала. Древесные формации в центре Русской равнины сохранялись даже в это суровое время, но по долинам рек. Мигрировавшие к югу формации лесной зоны Русской равнины соприкасались с лесами северного склона Большого Кавказа, испытывавшими снижение в предгорьях в связи с оледенением Кавказа. Иными словами, на месте современных степей южного типа создавалась благоприятная обстановка для распространения более мезофильных формаций.

Изменялись условия и в Средней Азии. В пустыне Сам в Приаралье, например, изучена молодая ископаемая почва, в которой определен богатый состав бореальнолесной с элементами субарктической флоры: *Picea*, *Pinus sylvestris*, *Betula*, *Alnus*, *Ericaceae*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium clavatum*, *Selaginella selaginoides* и др. Все это свидетельствует о том, что южнее многолетней мерзлоты, занимавшей тогда положение на 1600–1800 км южнее современного, на пространстве аридной зоны (степь, пустыня) в эпоху 18–20 тыс. лет назад устанавливались особые (плювиальные) условия климата. Атмосферные осадки выпадали не только в зимневесеннее время (как сейчас), но и в летнее время при общей их сумме до 400–600 мм. Здесь создавались экологоклиматические условия для развития лесостепных сообществ бореального типа в сочетании с автохтонными элементами пустынной флоры. При этом надо подчеркнуть, что бореальнолесные формации и их травянистые и споровые спутники были здесь как эпизодические «гости». Но даже при незначительном потеплении и аридизации климата они подвергались быстрой элиминации, предоставляя пространства пустынь их флористическим «хозяевам». Лесные формации в качестве одного из элементов ландшафта проникали в это время также до Крыма, Предкавказья, Прикаспия). Таким образом, **граница многолетней мерзлоты разделяла два разнокачественных по климату и растительности пояса**. К северу от нее был пояс микротермных, тундростепных и лесотундровых растительных ландшафтов, к югу — пояс умеренновлажных мезотермных сообществ разного флористического состава, но заметно более мезофильных, чем сейчас здесь же. Этот пояс простирался, конечно, за пределы Средней Азии и юга Русской равнины и охватывал пространство от Средиземноморья и далее на восток — до Центральной Азии. В межплювиальные эпохи в аридном поясе Азии восстанавливались условия, близкие к современным.

ГЛАВА 8.

В период между 13–14 тыс. лет назад в связи с новой волной потепления началась активная деградация европейского ледникового покрова, граница многолетней мерзлоты быстро отодвигалась к северу.

Наступил **голоценовый (последледниковый)** этап развития природной обстановки с климатическим оптимумом 6–5 тыс. лет назад (рис. 8.4). Ледники растаяли. Шельфы северных арктических морей вновь были покрыты водой. Сильно расширилась зона тайги. В Европейской части тайга выходила на побережье Баренцева моря. Тундра была характерна только для крайних северных районов Сибири. Зона хвойношироколиственных лесов уходила за Урал, в пределы Западной Сибири. Степи, полупустыни и пустыни заняли весь аридный юг Северной Евразии. Примерно 3–4 тыс. лет назад началось новое похолодание, главный тренд которого продолжается и в настоящее время. Результатом этого является новое появление и расширение зоны тундры за счет сдвига к югу северной границы зональных хвойных лесов.

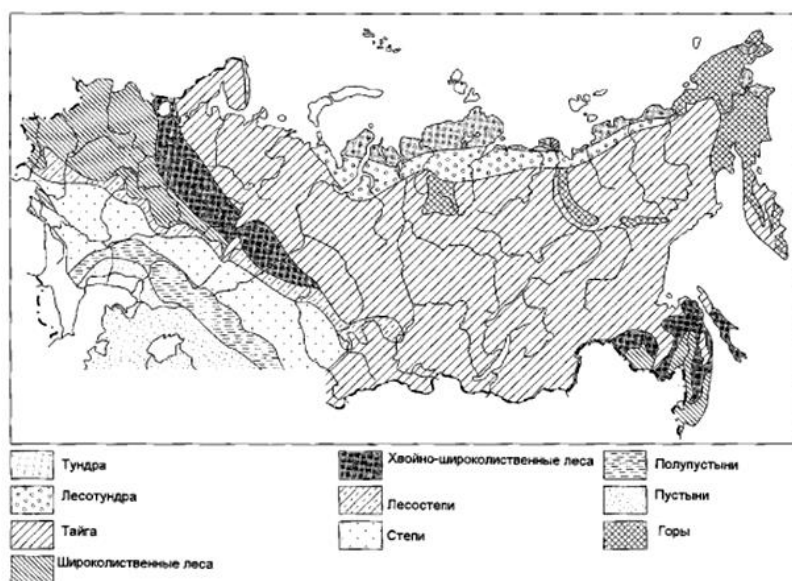


Рис. 8.4. Растительность в климатическом оптимуме голоцена (5-6 тыс. лет назадЭ) (по А.А. Величко).

Около 1 млн лет назад климатические колебания приобрели явно выраженный циклический характер. Циклы складывались из чередований ледниковых и межледниковых эпох, каждый цикл продолжительностью 200—100 тыс. лет.

Современный климат отвечает теплой межледниковой фазе, хронологически расположенной между максимумом последнего оледенения (18–20 тыс. лет назад) и гипотетическим будущим оледенением. Эта межледниковая фаза началась 10 300 лет назад, когда полностью исчезли континентальные покровные ледники. Термический максимум этой фазы приходится на 6–5,5 тыс. лет назад, после чего началось новое похолодание. Поэтому можно сказать, что современная ландшафтноклиматическая обстановка в рамках макроцикла приходится на вторую половину межледникового интервала, которая характеризуется тенденцией к похолоданию, связанному с приближением новой ледниковой фазы.

КЛИМАТ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

9.1. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Географическое положение и радиационный режим тесно связаны между собою. Широта местности прямо влияет на поступление солнечной радиации. Солнечная суммарная радиация в Северной Евразии изменяется от 60–70 ккал/см² на Арктических островах и в тундре, до 150–160 ккал/см² в пустынях Средней Азии (рис. 9.1). На солнечную суммарную радиацию непосредственное воздействие оказывает облачность, перехватывающая радиационные потоки еще в пределах тропосферы. Радиационный баланс зимнего и летнего отрезков времени сильно отличаются, что связано с многочисленными факторами: изменением облачности по сезонам года, альбедоподстилающей поверхности и т. д.

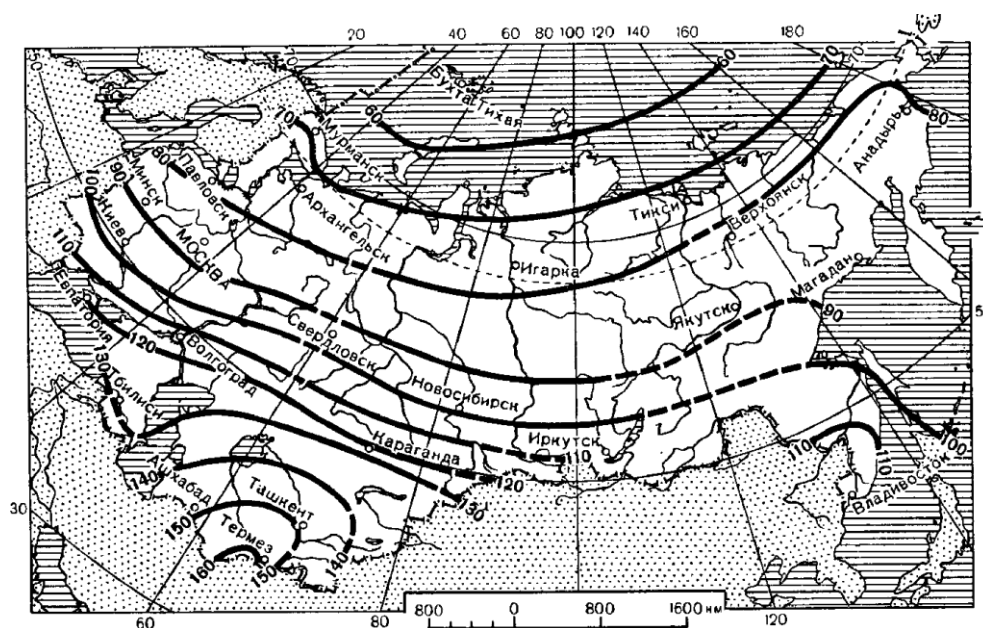


Рис. 9.1. Распределение суммарной радиации за год (ккал/см²) (по А.А. Борисову)

В летнее время вся Северная Евразия всюду имеет положительный радиационный баланс. И хотя на севере значительная часть поступающей

солнечной энергии уже весной тратится на испарение снега, на прогревание охлажденной и увлажненной за зиму земной поверхности, общий баланс остается положительным. В субтропическом климатическом поясе, где в зимнее время нет постоянного снежного покрова, почва и нижние слои воздуха уже в феврале — марте сильногреваются. Создаются условия для зимневесенней вегетации растений. Поэтому здесь радиационный баланс и зимой и летом положительный. Изолинии годовых величин радиационного баланса в целом имеют широтное простираение (рис. 9.2).

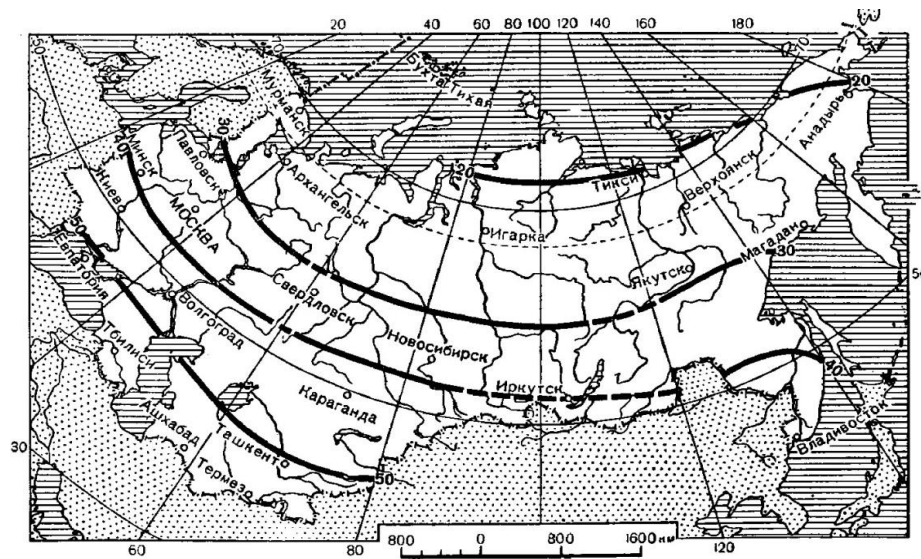


Рис. 9.2.
Распределение годовых величин радиационного баланса (ккал/см²) (по А.А. Борисову)

Барическое поле на территории Северной Евразии сильно изменчиво по сезонам года. В зимнем отрезке времени вся территория Северной Евразии сильно охлаждается. Особенно это относится к Арктике, Средней Сибири и к горам юга Сибири (и в целом к Высокой Азии), а также к самой холодной части северной полушария Земли — к горам Северо-Восточной Сибири. Все эти пространства зимой имеют повышенное атмосферное давление (рис. 9.3), образуя монгольско-сибирский барический максимум.

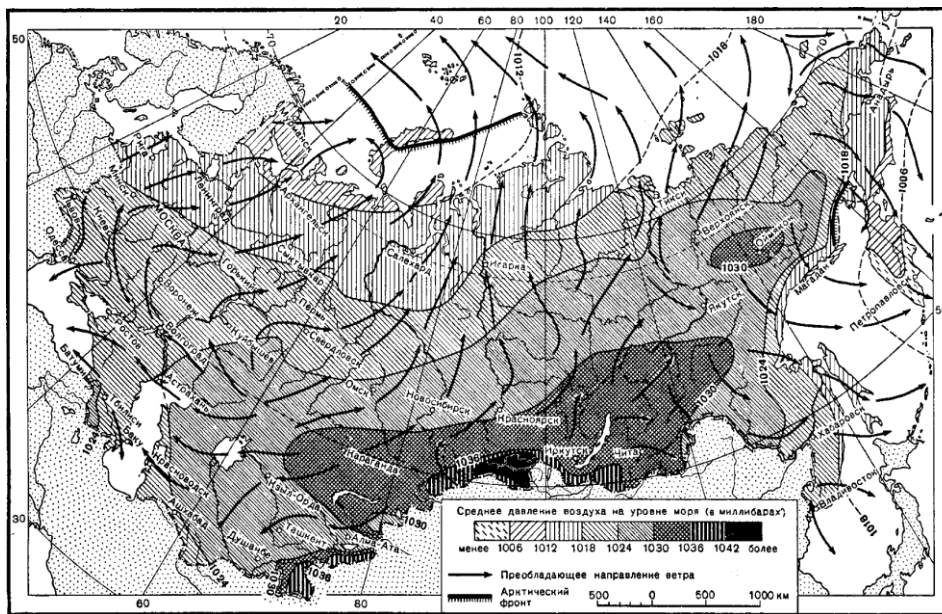


Рис. 9.3.
Распределение атмосферного давления, ветров и главных климатических фронтов в январе (по А.А. Борисову)

Изобары высокого давления в Монгольском максимуме образуют замкнутые поля в 1040–1036–1030–1024 mb (миллибар), понижаясь в западном направлении, простираясь в сторону Азорского максимума. С запада на Европейский континент протягивается область повышенного атмосферного давления круглогодичного Азорского максимума. В результате два этих максимума зимой образуют барический гребень, называемый большой барической осью материка, или осью А.И. Воейкова, предсказавшего существование этого важного климат формирующего элемента общего барического поля Северной Евразии. Полоса высокого давления, начиная от Южного Прибайкалья, гор Южной Сибири, простирается до Казахстана, уходя к Южному Поволжью и югу Русской равнины. Она выполняет ветро-разделительную роль.

Изобары высокого давления в Монгольском максимуме образуют замкнутые поля

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Севернее барического гребня зимой преобладают западные и югозападные ветры (относительно теплые и влажные), южнее — ветры восточные и северо-восточные, приносящие сильно охлажденные, континентальные сухие массы сибирского воздуха. Следует отметить, что наличие исландского минимума на севере Европы усиливает западный перенос теплого воздуха Атлантики. Это приводит к неоднократным оттепелям на Русской равнине, в том числе в Европейском Заполярье. Зимние оттепели могут проникать даже до северо-западной части Западной Сибири. Важно отметить, что большая барическая ось особенно четко выражена в холодное время года. Зимой барический гребень проходит через зону степей и пустынь умеренного пояса, а летом располагается по южной границе лесов.

В летнее время континентальная часть Северной Евразии прогревается. В результате этого разрушается монгольский и в целом сибирский барический максимум. Практически над всей Северной Евразией устанавливается область пониженного атмосферного давления в пределах 1012 mb (рис. 9.4). Еще более низкое давление устанавливается в горах Средней Азии и в Забайкалье (1003–1000 mb). Но продолжает действовать круглогодичный Азорский максимум, сместившийся на север Атлантики. Сильно ослабленная барическая ось в теплое время года проходит, как отмечалось, по южной границе лесов. В этой обстановке на Русской равнине преобладающими становятся западные ветры, усиливая общий западный перенос. В Западной Сибири и в Средней Азии — северные ветры. Следует отметить, что на Дальнем востоке России и на побережье арктических морей зимой континентальные холодные воздушные массы несутся с суши на море.

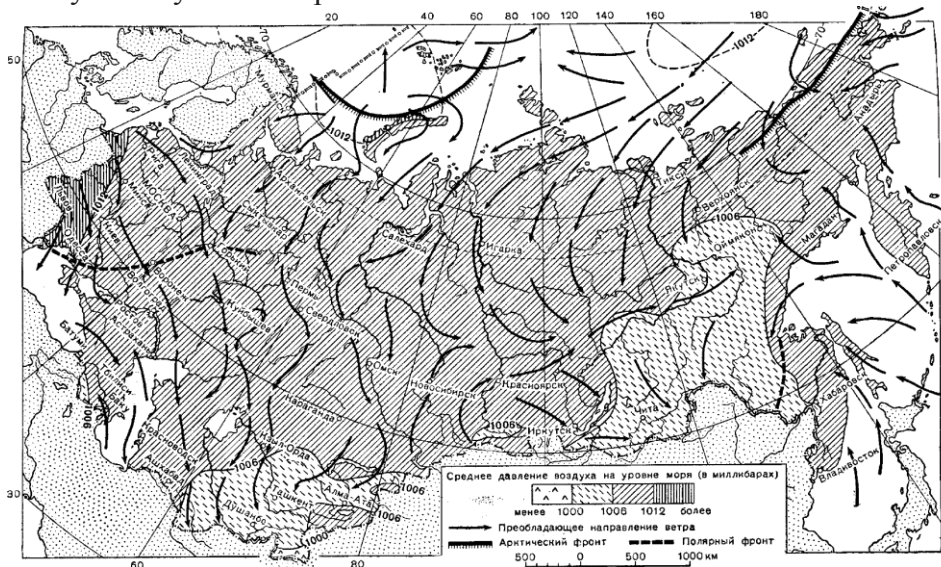


Рис. 9.4.
Распределение атмосферного давления, ветров и главных климатических фронтов в июле (по А.А. Борисову)

Это способствует формированию устойчивого ледового режима в прилегающих морях, в том числе в Охотском море.

В летнее время преобладающими становятся ветры, дующие с относительно более холодных морских акваторий на разогретые приморские пространства, проникая далеко вглубь континента. Ведущие циркуляционные процессы над Северной Евразией, участвующие в формировании климата, связаны с разными по происхождению воздушными массами (рис. 9.5).

Континентальный воздух умеренных широт — это наиболее распространенный тип воздушной массы. Он господствует над Северной Евразией в течение всего года. В процессе своего движения континентальный воздух умеренных широт растекается к северу и к югу от большой оси высокого давления, примерно от 50° с. ш. Летом эту роль в пределах Русской равнины выполняет сильно трансформированный отрог

ГЛАВА 9.

теплого Азорского антициклона. Зимой — это холодный континентальный воздух азиатского антициклона. Именно он образует четко обозначенный западный отрог оси высокого давления, простирающийся далеко на запад вдоль зоны степей и пустынь умеренного пояса.

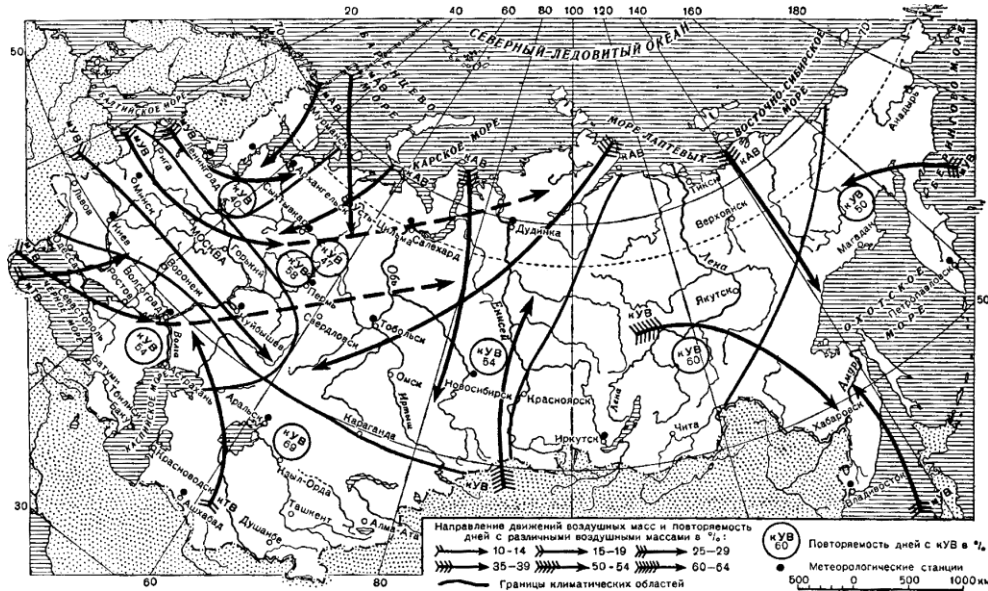


Рис. 9.5. Схема циркуляции воздушных масс на территории Северной Евразии (по А.А. Борисову)

Континентальный арктический воздух имеет особое значение для формирования климата Северной Евразии. Отметим, что мощность его в разные сезоны сильно колеблется: зимой — до 2000 м, летом — пер вые сотни метров. Именно поэтому в зимнее время особенно активизируются арктические антициклональные сухие холодные массы. Они проникают на континент через арктические моря, соединяясь с холодным воздухом восточносибирского максимума, проникают вдоль оси Воейкова далеко на запад. Нередко под воздействием этого холодного сухого воздуха замерзает восточная часть Аральского моря.

Морской воздух умеренных широт приходит с запада, достигает средней части Русской равнины, а в трансформированном виде, с потерей влаги, доходит до Урала. На Дальнем Востоке морской воздух приносится летними муссонами со стороны Тихого океана. Его действие вглубь континента здесь сильно ограничено орографическими барьерами.

Морской арктический воздух в виде циклонов может проникать на побережье арктических морей. Он формирует летние осадки тундровой зоны. На Дальнем Востоке он довольно часто в летнее время проникает через Берингов пролив, Северо-Восточную Сибирь, достигая самой южной части Дальнего Востока.

Континентальный тропический воздух в летнее время формируется в Центральной Азии, над Туранской равниной и Казахстаном, а также в пустынно-степной части юга Русской равнины. Это, как правило, слабо прозрачный воздух с высокой температурой, низкой влажностью. Его проникновение в степную и лесостепную зоны вызывает засухи.

Упомянутые воздушные массы при соприкосновении формируют фронтальные зоны с неустойчивым состоянием температуры, давления, влажности воздуха, облачности и т. д. В пределах Северной Евразии активными являются арктический и полярный фронты. Арктический фронт обычно расчленен на несколько ветвей, располагающихся первоначально на 6575° с. ш. Но в результате циклонической деятельности он может в зимнее время смещаться в умеренные широты. Полярный

фронт разделяет воздушные массы высоких и средних широт, с одной стороны, и воздушные массы субтропических и тропических широт — с другой. Летом ветви полярного фронта располагаются в умеренных широтах (в лесной зоне), а зимой сильно смещаются к югу, уходя в пределы или за пределы Средней Азии, в Иран и на Ближний восток. Именно с циклонической деятельностью вдоль полярного фронта связаны зимневесенние атмосферные осадки в субтропическом климатическом поясе Закавказья и Средней Азии.

9.2. ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИМАТА ПО СЕЗОНАМ

Температурные показатели зависят, главным образом, от радиационного баланса и циркуляционных процессов. Они сильно меняются от сезона к сезону (рис. 9.6–9.7).

Зимой, (см. рис. 9.6) когда особенно активизируются области повышенного атмосферного давления Арктики, Северо-Восточной Сибири и Монгольский максимум, холодные сухие континентальные воздушные массы через Сибирь выносятся далеко на юг и на запад.

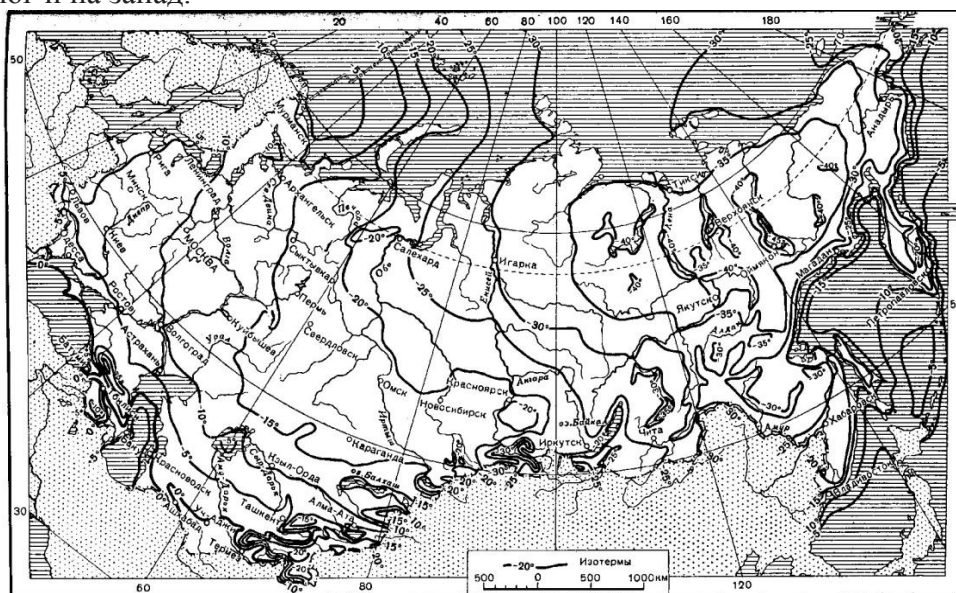
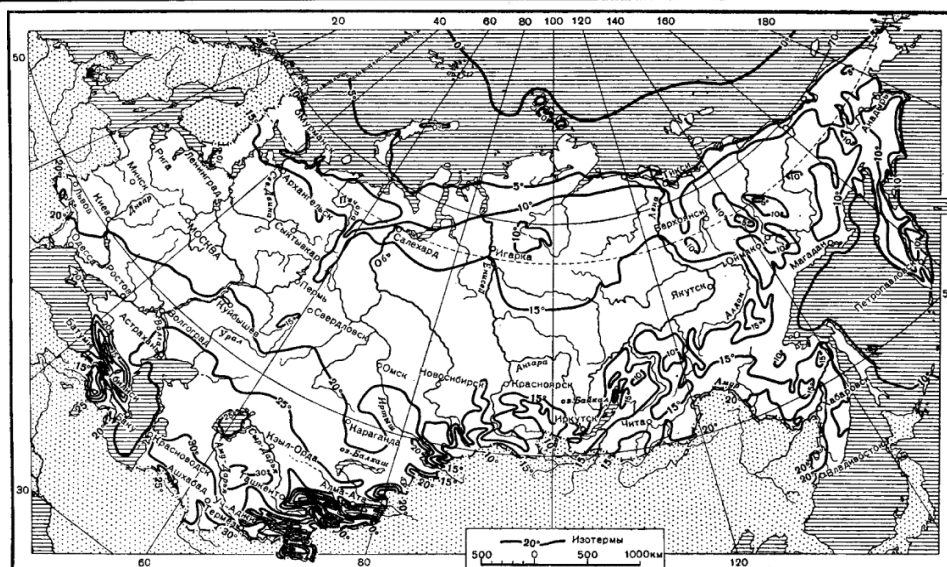


Рис. 9.6.
Температура
воздуха в январе
(по А.А.
Борисову).

Рис. 9.7.
Температура
воздуха в июле
(по А.А. Борисову)



Поэтому вся территория находится в отрицательном температурном поле. Исключение составляют районы суб-

ГЛАВА 9.

тропиков, их северная граница ограничена нулевой изотермой, южнее которой температуры января положительные и могут составлять до 2–4 °С. На северо-запад Русской равнины, в зимнее время нередко проникает теплый влажный воздух Атлантики. Континентальный холодный воздух Сибири, проникающий далеко на юго-запад, с одной стороны, и тепляющий воздух Атлантики, с другой способствуют тому, что январские изотермы в пределах Русской равнины приобретают меридиональное направление. Например, январские изотермы –15 °С и –20 °С обходят с запада и востока ледяную Новую Землю, а затем продолжают далеко на юг до лесостепной и степной зон. И лишь южнее барической оси, куда Атлантические воздушные массы зимой не проникают, они принимают широтное направление. Замкнутые январские изотермы –40 °С и –45 °С отмечены лишь для Восточной и Северо-Восточной Сибири. Абсолютный минимум около –72 °С зафиксирован для Верхоянска и Оймякона (рис. 9.8).

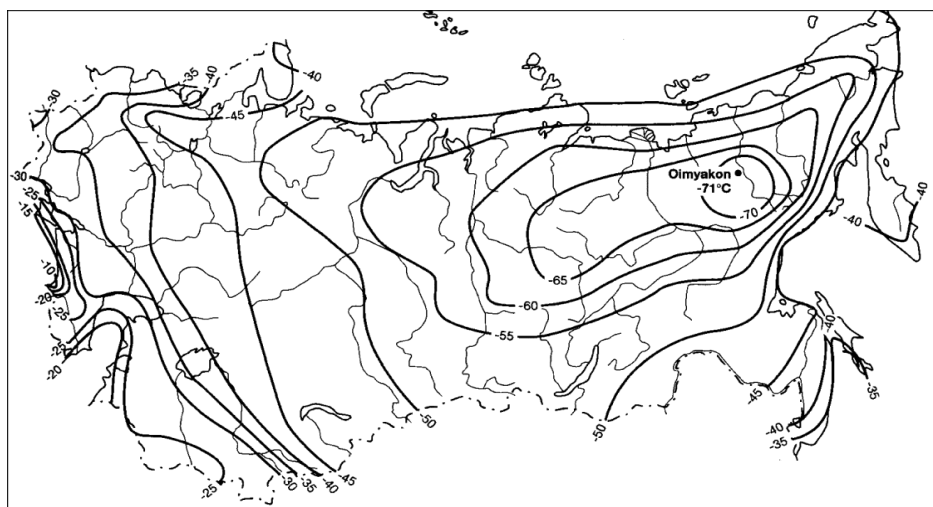


Рис. 9.8.
Абсолютный
минимум
температуры
воздуха (°С) (по А.А.
Борисову)

Обратим
внимание, что
январская
изотерма 0 °С
проходит между
пустынями
умеренного
климатического

пояса и субтропическим поясом юга Средней Азии.

На Дальнем Востоке изотермы января –15 °С и –20 °С повторяют контуры побережья. Это легко объяснить влиянием прилегающих морей. Однако рядом, к западу от горных систем Дальнего Востока, расположена холодная Сибирь, со стороны которой активизируется зимний муссон. Он легко преодолевает горные препятствия и выходит на побережье, сильно его охлаждая. Во фронтальной зоне между морскими воздушными массами и зимним муссоном нередко сильные снегопады, особенно характерные для Приморского края и Сахалина.

Летом на всей территории, кроме гор, отмечаются положительные температуры (рис. 9.7, 9.9). В частности, изотерма 0 °С, в зимнее время располагавшаяся на юге Туранской равнины, в июле сдвинулась в шельфовую часть Арктических морей, севернее Новосибирских островов. Изотермы июля в целом принимают широтное простираение, сильно деформируясь в горных районах. Здесь изотермы подчиняются общему закону вертикальной поясности. Изотерма 0 °С в высоких горах проходит близко к границе снеговой линии. На Дальнем Востоке, как и в зимнее время, большую роль играет близость океана и морских акваторий. Поэтому, в частности, июльская изотерма 10 °С повторяет контур побережий Берингова и Охотского морей. Самые высокие средние июльские температуры для Северной Евразии отмечены на юге Средней Азии, 30–32 °С, а максимальные — в пустынях Кызыл-Кумы и в Каракумах, до 50 °С.

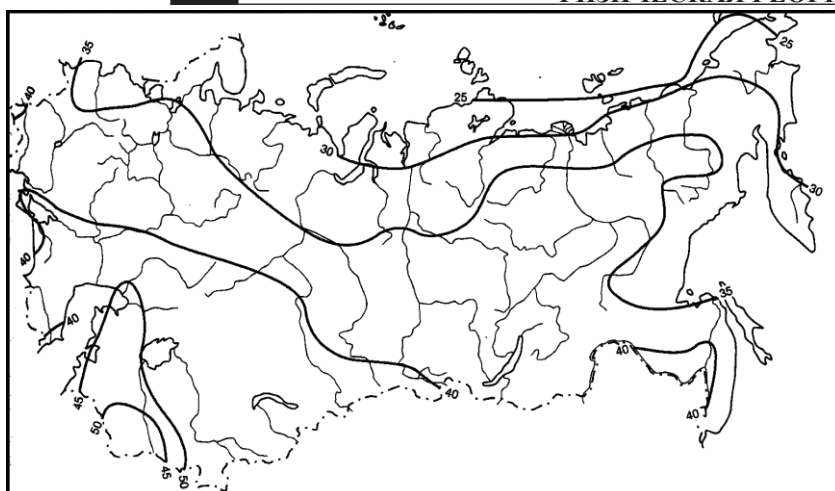


Рис. 9.9.
Абсолютный максимум температуры воздуха (°С)

Одним из признаков степени континентальности климата является годовая амплитуда температуры января и июля (рис. 9.10). На западе территории она составляет 25–30 °С, на Туранской равнине 35–40 °С, в Верхоянске до 65 °С. А разность максимальной (+35 °С) и минимальной (около –72 °С) температуры в межгорных котловинах Северо-Восточной Сибири может составлять более 100 °С.

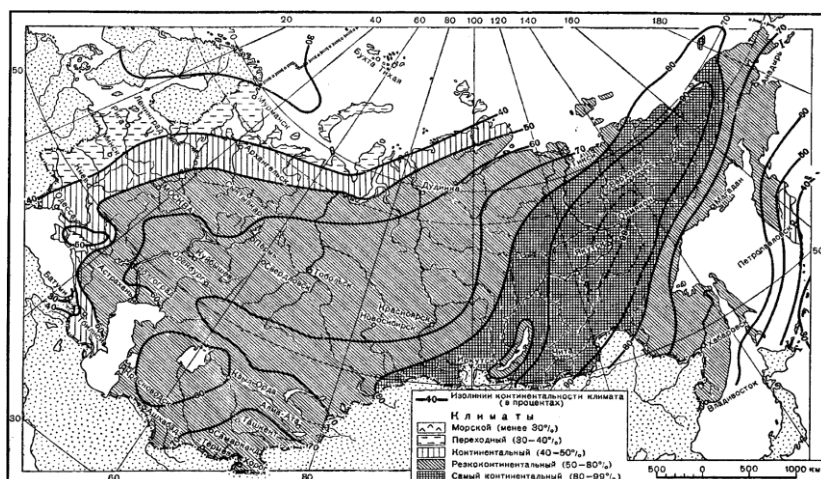


Рис. 9.10.
Абсолютные годовые амплитуды температуры (°С).

Это подчеркивает ультраконтинентальность климата. Формирование его здесь обусловлено тремя факторами: высокими широтами, наличием высоких гор и межгорных котловин и

орографической изоляцией. Наконец отметим, что в течение долгой зимы здесь устанавливается достаточно устойчивый холодный антициклон.

При вычислении степени континентальности климата применительно к Северной Евразии А.А. Борисов использовал формулу $K = A\phi \times 100$, где A – годовая амплитуда температуры, ϕ — широта местности. Континентальность климата по этой формуле, выраженная в %, была вычислена для 160 пунктов. На основании этих величин была построена карта (рис. 9.11). Как видно, Северная Евразия находится преимущественно в пределах резко-континентального и самого континентального климата. Континентальность ослабляется в сторону морских и океанических акваторий, в сторону Атлантики и Тихого океана.

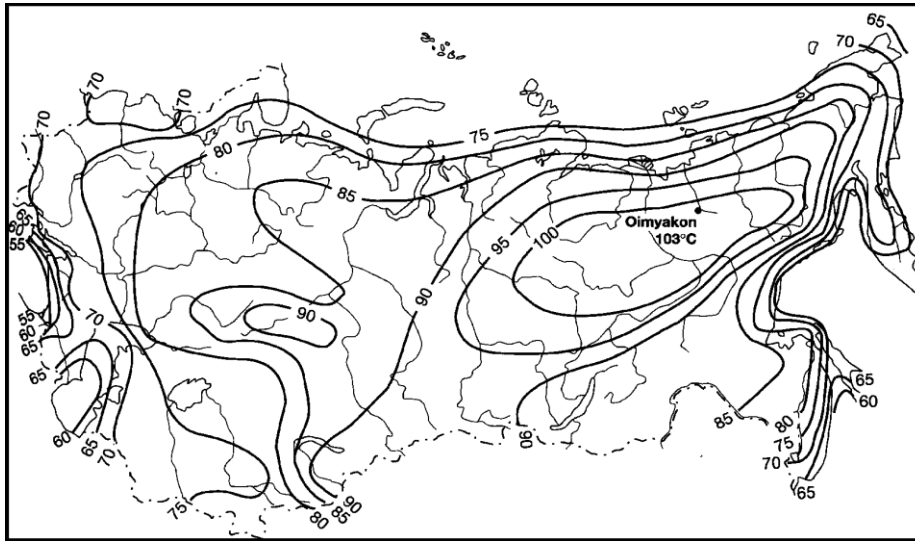


Рис. 9.11. Континентальность климата Северной Евразии (по А.А. Борисову).

Атмосферные осадки. Сумма осадков и динамика их выпадения в течение года на всей территории

создают очень пеструю картину. Годовая сумма осадков (рис. 9.12) изменяется в трех направлениях, с севера на юг, с востока на запад и по вертикальному профилю гор.

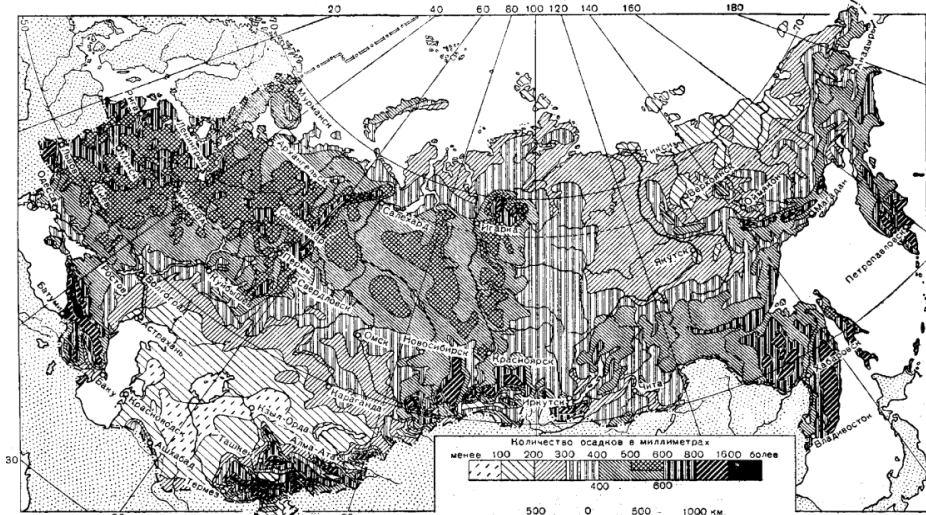


Рис. 9.12. Годовая сумма осадков (по А.А. Борисову)

В арктических пустынях и тундрах сумма осадков колеблется в

пределах 200–300 мм, большая часть которых выпадает в теплый сезон (рис. 9.13).

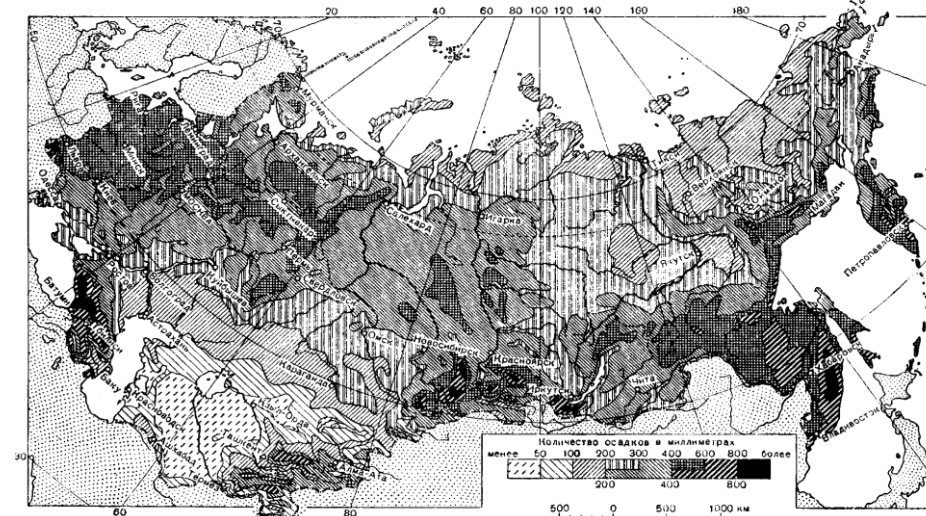


Рис. 9.13. Распределение осадков за теплый период года (по А.А. Борисову)

В лесной зоне годовая сумма осадков заметно увеличивается до 500–700 мм, в

Европейской лесной зоне иногда — до 800 мм. При движении от лесной зоны в степную, от западносибирской тайги к казахстанским степям происходит снова уменьшение годовой суммы осадков до 300–400 мм. В пустынях Туранской равнины величина осадков становится такой же, как в арктических пустынях и тундрах, или еще меньше (до 100–200 мм). Разница заключается в том, что, в отличие от летнего максимума осадков в тундре, здесь осадки приходятся на зимнее-весеннее время (рис. 9.14).

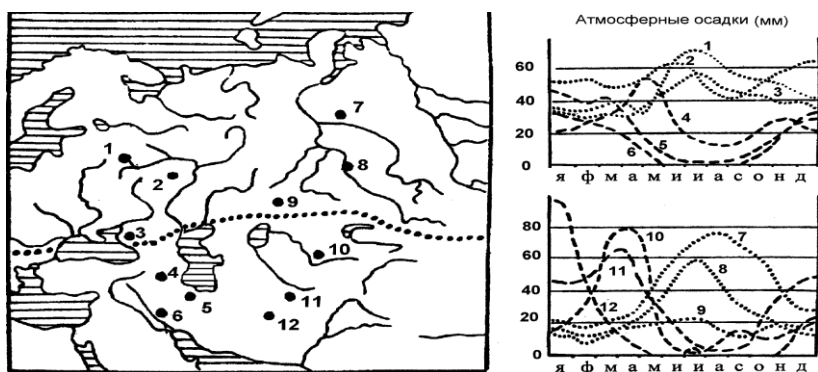


Рис. 9.14.
 Режим выпадения атмосферных осадков для метеостанций, расположенных по условным линиям Москва–Багдад, Сургут–Кандагар. Номера соответствуют следующим метеостанциям: 1 — Москва, 2 — Пенза, 3 — Краснодар, 4 — Ереван, 5 — Тегеран, 6 — Багдад, 7 —

Сургут, 8 — Омск, 9 — Тургай, 10 — Ташкент, 11 — Кабул, 12 — Кандагар. Пунктир на карте — линия раздела областей с летним (к северу) и зимнее-весенним (к югу) максимумами осадков. Данные из Агроклиматического атласа мира, 1972 (по М.М. Пахомову)

При движении с запада на восток во всем умеренном климатическом поясе происходит уменьшение годовой суммы осадков от 500–800 в Европейском секторе до 200–300 мм в Восточной Сибири и Забайкалье. Но на Дальнем Востоке, в связи с муссонным и квазимуссонным климатом, сумма осадков резко возрастает до 800–1600 мм.

Особо отметим, что при равных условиях в горах выпадает осадков больше, чем у их подножий. Ведущей причиной здесь выступают горные экраны. В умеренном климатическом поясе, от Карпат до Урала, Енисейского кряжа и Верхоянского хребта на западных наветренных мегасклонах осадков всегда больше, чем на подветренных восточных. На Дальнем Востоке экранирующую роль играют мегасклоны хребтов, обращенных к востоку, в сторону морей Тихого океана.

9.3. КЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ТИПЫ КЛИМАТОВ

Говоря о климатическом районировании, чаще всего ссылаются на схему, предложенную Б.П. Алисовым (рис. 9.15). Согласно этой схеме, вся территория Северной Евразии подразделяется на четыре климатических пояса: арктический, субарктический, умеренный и субтропический. Географические особенности различных частей климатических поясов обуславливают выделение внутри поясов климатических областей (таблица 9.1). В основу климатического районирования кладутся следующие признаки: качественная характеристика климата, солнечная суммарная радиация, сумма активных (более 10 °С) температур, средняя годовая разность осадков и испаряемости, а также характер растительности, как главного

природного индикатора экологоклиматических условий. Этой схемой чаще пользуются климатологи.

Таблица 9.1.

Климатическая характеристика регионов

Пояс	Провинция	Общая характеристика	
		Климат	Ландшафты
Арктический	1. Внутренняя Арктика 2. Атлантическая 3. Сибирская 4. Тихоокеанская	Холодный Умеренно холодный Умеренно холодный Умеренно холодный	Паковые льды Тундра Тундра Тундра
Субарктический	5. Атлантическая 6. Сибирская 7. Тихоокеанская	Умеренно холодный Очень холодный Холодный	Тундра Редколесье Тундра
Умеренный	8. Атлантико-арктическая	Влажный, относительно тёплый	Тайга
	9. Атлантическая европейская континентальная	Относительно тёплый, влажный	Смешанные широколиственные леса
	10. Западносибирская континентальная, лесная	Влажный, относительно тёплый	Тайга, мелколист. леса
	11. Восточносибирская континентальная	Относительно влажный, прохладный	Тайга, фрагменты степей
	12. Муссонная (дальневосточная)	Гумидный, относительно тёплый	Тайга, смешанные широколиств. леса
	13. Тихоокеанская	Очень влажный, но холодный	Тайга
	14. Атлантико-Европейская	Очень тёплый	Степи
	15. Континентальная западно-сибирская с Казахстаном	Умеренно гумидный Тёплый с чертами аридности	Лесостепь
	16. Континентальная восточно-европейская	Относительно сухой, жаркий	Полупустыни, пустыни
	17. Континентальная центрально-казахстанская.	Относительно сухой, жаркий	Полупустыни
	18. Континентальная северотуранская	Относительно сухой, жаркий	Северные пустыни
19. Кавказская	Вертикальная		
20. Алтаеаянская	климатическая		
21. Тяньшанская	поясность		

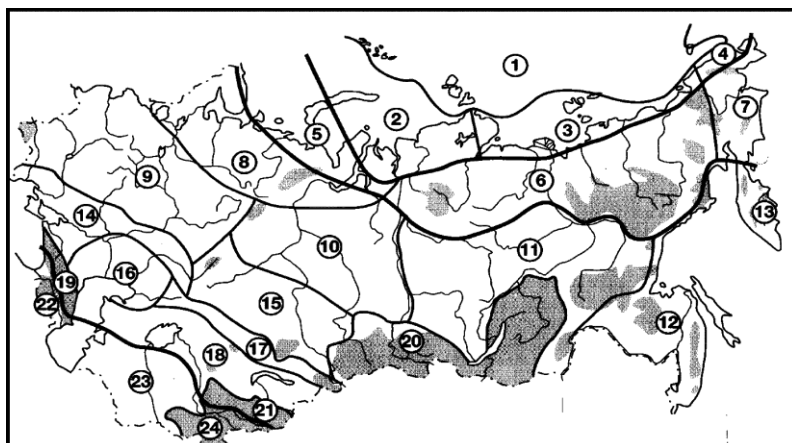


Рис. 9.15.
Климатическое районирование
Северной Евразии (по
Б.П.Алисову)

Для географов удобнее пользоваться системой географических типов климата, предложенной Л.С. Бергом и сопровождать их климатограммами, построенными по методу Г.

Вальтера. Л.С. Берг в основу названий климатов предложил характер ландшафта или растительности: тундра, тайга, леса умеренной зоны и т. д. Г. Вальтер разработал универсальный метод изображения и оценки совокупного воздействия климата на растительность.

Это — метод климатограмм биоклиматов. В совокупности эти два подхода позволяют дать не просто характеристику климата, а оценить климат с экологогеографических позиций. О.Е. Агаханянц передает методику и принцип построения климатограмм следующим образом (рис. 9.16).

На нижней оси (ось абсцисс) откладываются месяцы, на левой оси ординат — температура выше и ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. ($t\text{ }^{\circ}\text{C}$). На правой оси ординат отложены осадки в миллиметрах, причем $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (левая ось) соответствует 20 мм осадков (правая ось), т. е. отношение температуры к осадкам на графике соотносятся как 1:2. Это отношение на графике лучше всего передает водный и тепловой режим местности. Кривые годового хода температуры и осадков нанесены разными линиями или разным цветом. Если кривая осадков располагается выше температурной кривой, значит, климат (биоклимат) гумидный, и пространство между линиями заштриховано вертикальными линиями. Расположение линии осадков частично или полностью под температурной кривой означает период биологической засухи. Пространство между кривыми в этом случае заполняется точечным полем. Проецируя точки пересечения кривых на ось абсцисс, определяем, на какие месяцы приходится биологическая засуха.

Если месячные осадки превышают 100 мм, их откладывают выше правой оси ординат в масштабе 1:10, а пространство выше значения 100 мм обозначают сплошной заливкой. Линия на уровне $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ внутри температурной кривой показывает продолжительность в днях периода с активными температурами. Таким же способом можно установить период с температурой ниже $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Оба термических уровня играют важную роль: период с температурой выше $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ означает время начала и длительности вегетации растений, а ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ — длительность и режим холодного периода года. На климато-граммах Г. Вальтера обозначается название метеостанции, ее абсолютная высота, средние годовые значения температур и осадков, можно нанести абсолютные минимум и максимум. Если даже удаленные друг от друга метеостанции имеют сходные климатограммы, они свидетельствуют о сходном их биоклимате и близкой экологии развития растений.

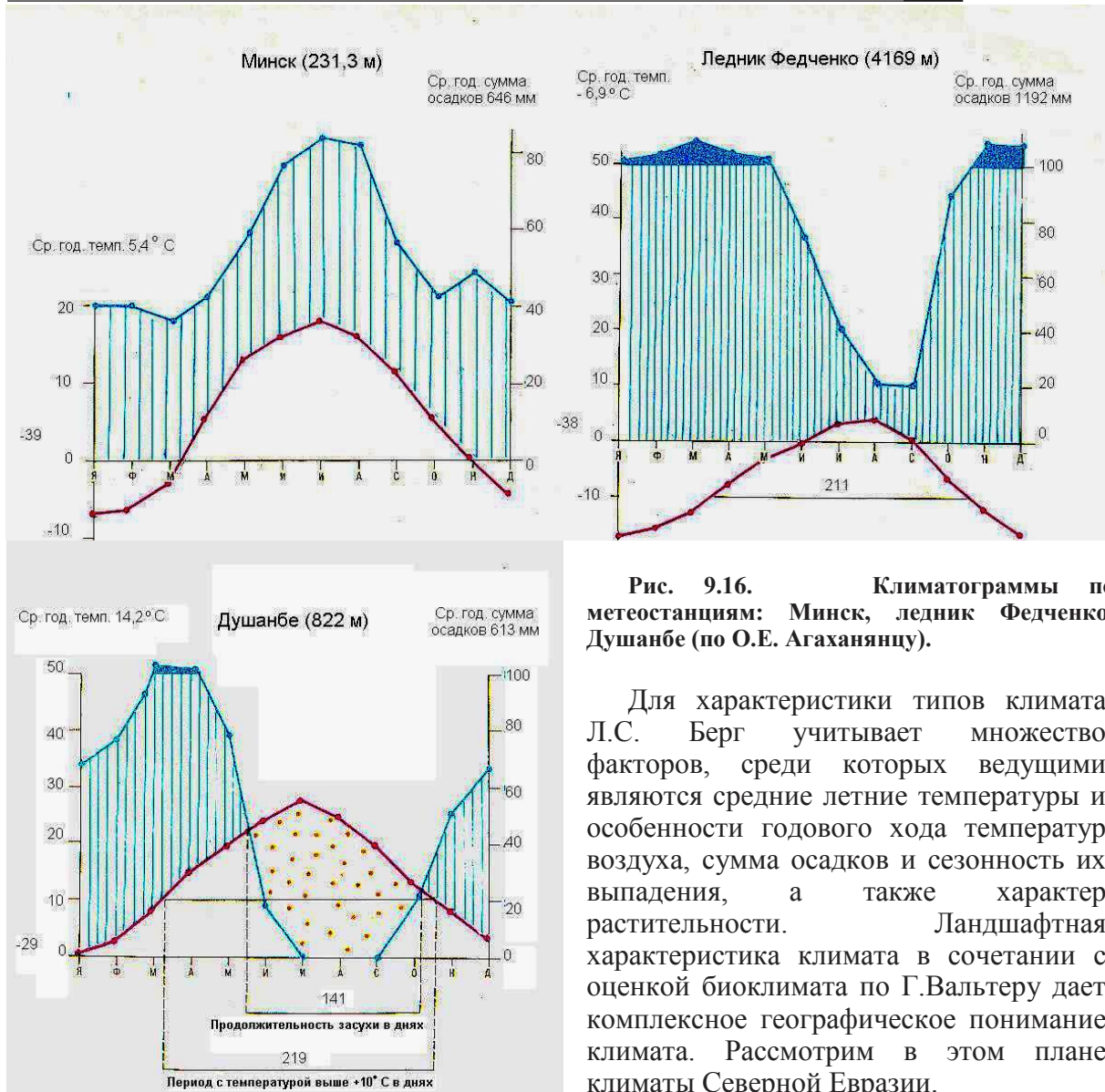


Рис. 9.16. Климатограммы по метеостанциям: Минск, ледник Федченко, Душанбе (по О.Е. Агаханянцу).

Для характеристики типов климата Л.С. Берг учитывает множество факторов, среди которых ведущими являются средние летние температуры и особенности годового хода температур воздуха, сумма осадков и сезонность их выпадения, а также характер растительности. Ландшафтная характеристика климата в сочетании с оценкой биоклимата по Г.Вальтеру дает комплексное географическое понимание климата. Рассмотрим в этом плане климаты Северной Евразии.

Арктический и субарктический климатические пояса охватывают арктические пространства и континентальную часть в пределах тундры и лесотундры. Здесь на протяжении всего года господствует холодный арктический воздух. Температура июля может составлять от 0 °С до 14 °С. Радиационный баланс — близкий к нулю. В этих поясах выделяют три типа климата.

Климат арктических пустынь характеризуется холодным летом с температурой от 0 °С до 4 °С, суровой ветреной зимой, высокой облачностью. Осадки в сумме 100–200 мм выпадают главным образом в виде снега. Максимум от годовой суммы осадков приходится на календарное лето. В западной части российской Арктики, где сумма осадков больше, острова имеют наземное оледенение, в резко континентальном восточно-сибирском секторе Арктики повсеместно развита многолетняя мерзлота.

Тундровый тип климата отличается более теплым летом со средней июльской температурой от 4 °С до 14 °С. Сумма осадков увеличивается до 200–350 мм с максимумом их выпадения в летнее время года. В холодный период их выпадает 20–30 % от годовой суммы. При движении на восток, в условия континентальной сибирской

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

тундры, доля зимних осадков может сокращаться до 5–10 %. Поскольку в тундре есть водоупорный горизонт в виде вечной мерзлоты, а также большая облачность и низкое испарение, то почвы в тундре (при «пустынном» уровне осадков) имеют избыточное увлажнение. В материковой части тундры четко видна сезонность в направлении ветров. Летом они дуют с холодных арктических морей в сторону относительно разогретого побережья, зимой — со стороны студеной суши в сторону арктических морей. Как пример характеристики климата, рассмотрим климатограммы для Мурманска и Усть-Таймыра (рис. 9.17).

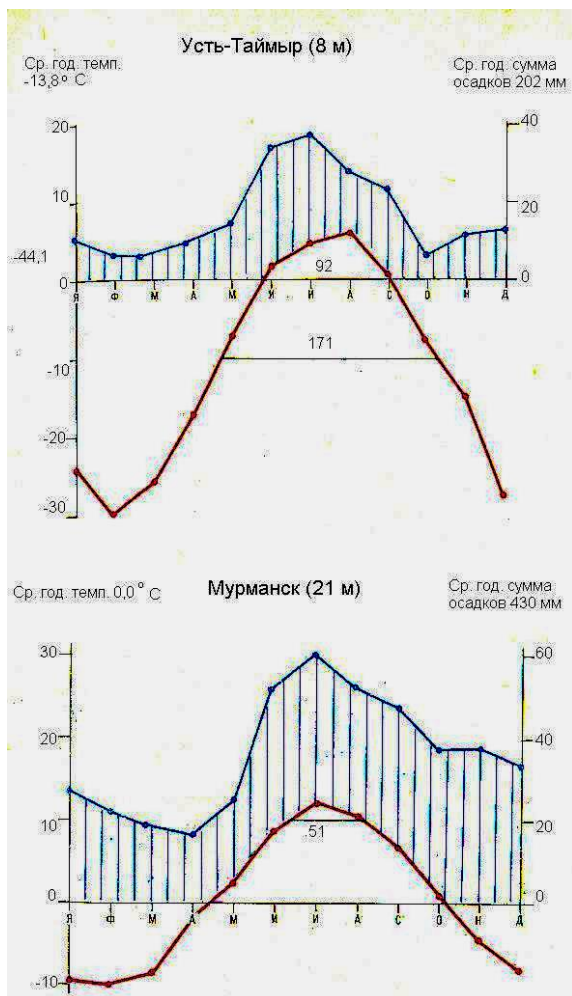


Рис. 9.17. Климатограммы по метеостанциям: Усть-Таймыр и Мурманск (по О.Е. Агаханяну).

В Мурманске (зона «теплой» тундры) лишь в июне и июле, в течение 50 дней, температура поднимается выше 10 °С, но и средние зимние температуры не опускаются ниже -10 °С. В континентальной («холодной») тундре, в Усть-Таймыре, даже в самое теплое время года средняя температура ниже 10 °С, а период с температурой ниже -10 °С составляет почти 200 дней. Среднегодовая температура в «теплой» тундре 0 °С при 430 мм осадков, а в «холодной» тундре те же показатели равны -13,8 °С и лишь 202 мм осадков. Южная граница тундры в целом совпадает с июльской изотермой в 10 °С.

Лесотундровый тип климата имеет переходный характер от тундры к лесу. Сумма атмосферных осадков составляет 200–400 мм, а июльская температура поднимается до 12–14 °С. Здесь уже может наступать метеорологическое лето, т.е. в течение 15–20 дней средняя суточная температура может, например, в Дудинке, подниматься выше 15 °С.

Умеренный климатический пояс

характеризуется преобладанием воздуха умеренных широт. Лето теплое с температурой июля 19–29 °С. В этом обширном поясе выделяется семь типов климата.

Климат тайги охватывает хвойные, в том числе с примесью широколиственных пород, леса умеренной зоны. Характеризуется холодными зимами и относительно теплым летом. Осадки в пределах 300–600 (700) мм с преобладанием в теплый сезон года. Зима суровая, в сибирской части – большое распространение многолетней мерзлоты. Всю зиму держится устойчивый снежный покров, неравномерный с запада на восток. Как пример, рассмотри климатограммы пунктов, удаляющихся от западных границ вглубь континента: Вологда, Тобольск, Оймякон (см. приложение 3). При движении с запада на восток при нарастающей континентальности климата сумма осадков уменьшается от 572 мм (Вологда) до 131 мм (Оймякон). Число дней с температурой -10 °С составляет 50–60 (Вологда) до почти 200 дней (Оймякон). В

ГЛАВА 9.

Оймяконе к тому же есть период с биологической засухой (от начала мая до середины июля). Можно сказать, что при движении в восточном направлении зима становится суровее, а лето теплее. Сумма активных температур составляет от 800–1800 °С в европейской части до 1000–1800 °С в Западной Сибири, но уменьшается до 800–1100 °С в Восточной Сибири.

Климат смешанных (подтаежных) лесов Русской равнины охватывает лесную часть территории к югу от линии Санкт-Петербург — Нижний Новгород — до лесостепи. Отличается частой повторяемостью морского воздуха, приносимого циклонами со стороны Атлантики и Средиземноморья, меньшей континентальностью. Осадков выпадает больше, чем в тайге (до 600–800 мм) с максимумом от годовой суммы в теплое время года (до 60 %). Лето теплое, зима мягкая с маломощным снежным покровом. За Уралом из-за нарастающей континентальности климата широколиственные леса исчезают. Вместо подтаежных хвойношироколиственных лесов здесь формируется полоса березово-осинового лесостепья Западной Сибири с зимними температурами до –15–20 °С. Но летние температуры по уровню близки к восточноевропейским, до 20 °С

Муссонный климат смешанных лесов Дальнего Востока охватывает крайний юго-восточный фланг территории России. Это аналог климата смешанных лесов Русской равнины в ее западной части, в Прикарпатье. Особенность этого климата на Дальнем Востоке – господство морского воздуха, но только летом, когда начинают преобладать муссонные дожди. С апреля по ноябрь выпадает до 85–90 % от годовой суммы осадков. Особенно много осадков приходится на июль-август. С ними связаны высокие паводки в реках и наводнения. Зима холодная в связи с близостью области повышенного атмосферного давления Сибири и Забайкалья (Сибирско-Монгольский максимум). На Дальнем Востоке со стороны Сибири выносятся холодный и сухой воздух так называемого зимнего муссона. Температура воздуха в июле составляет 18–20 °С, а в январе может составлять –25 °С.

Лесостепной климат Русской равнины и Западной Сибири имеет большое сходство и переходный характер. Здесь идет нарастание летней температуры (июль – до 19–21 °С). Сумма атмосферных осадков снижается до 300–400 мм и они выпадают в течение года более или менее равномерно, с незначительным повышением в летнее время. В южной части лесостепной зоны положительный баланс влаги ($K_{увл} > 1$) сменяется нейтральным или становится отрицательным ($K_{увл} < 1$), когда испаряемость выше количества выпадающих осадков. Поэтому здесь уже может наступать засуха с суховеями. Но вместе с тем нередко ливневые дожди.

Степной тип климата проявляется от юга Украины, через Саратов до Петропавловска и на Иртыш до 54° с. ш. Особенностью степного климата является заметное снижение годовой суммы осадков до 300–350 мм. Лето солнечное, жаркое с температурой июля до 21–23 °С. Коэффициент увлажнения составляет лишь 0,6–0,7. Часты суховеи. Снежный покров маломощный.

Полупустынный тип климата характерен для средней полосы Казахстана, Нижнего Поволжья. Это сухой, резко континентальный климат с очень жарким и сухим летом, со средней июльской температурой до 23–25 °С. Зимой со стороны Сибири проникают холодные континентальные сухие ветры.

Поэтому температура января здесь составляет 10–15 °С. Сумма осадков снижается до 200–300 мм. Характерен быстрый переход от холодного сезона года к теплоте и от теплого — к холодному.

Пустынный тип климата характерен для Центрального Казахстана и для Туранской равнины (без субтропического пояса). Лето жаркое, длинное, без дождей. Период биологической засухи может составлять до 7–8 месяцев. Температура июля составляет

25– 29 °С. Сумма осадков 100–200 мм. Испаряемость в 10–20 раз превышает осадки. Характерны пыльные бури.

В субтропическом климатическом поясе выделяются три типа климата.

Средиземноморский тип климата характерен для южного берега Крыма, черноморского побережья Кавказа до Туапсе. Характеризуется жарким сухим летом с температурой июля 24–25 °С. Осадки — до 500– 600 мм, но до 50–60 % от годовой суммы приходится на холодный сезон года (ноябрь–февраль). Летом выпадает до 25–30 % осадков.

Климат влажных субтропиков охватывает Западное Закавказье (Колхиду) и Ленкорань. Характерно жаркое влажное лето. Зима прохладная, дождливая. Температуры января и июля положительные, но летние температуры из-за повышенной облачности несколько ниже, чем в средиземноморском типе климата. Средняя июльская температура в Батуми 22,9 °С, январская 6,8 °С. В Ленкорани соответственно 25,5 °С и 3,0 °С.

Климат сухих субтропиков охватывает Куро-Араксинскую низменность, Восточное Закавказье в целом, крайний юг Средней Азии. Крайне аридный, жаркий, с длинным бездождным летом и мягкой увлажненной зимой. Осадки выпадают в основном в зимневесеннее время, всего до 150–200 мм. Температура января и июля соответственно от 0 °С до 2–4 °С и 30–32 °С.

Горные климаты будут рассмотрены в региональном обзоре вместе с анализом вертикальных растительноклиматических поясов.

ГЛАВА 10.

ВНУТРЕННИЕ ВОДЫ И БОЛОТА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

10.1 РЕСУРСЫ РЕЧНОГО СТОКА

Территория Северной Евразии характеризуется высокой скоростью естественного водообновления, равной в среднем около 20 суток. Речные воды составляют основную часть ресурсов поверхностного стока рек в пределах бывшего СССР. В этих границах на площади 22 275 тыс. км² насчитывается около 2870 тыс. рек и других естественных водостоков, протяженностью свыше 0,5 км, которые формируют среднемноголетний объем воды более 4,7 тыс. км³ в год. Из сопредельных стран в Россию поступает 194 км³ воды в год. Режим рек определяется водным балансом: количество атмосферных осадков (для России 9648 км³ или 546 мм слоя), испаряемость с поверхности (для России 5606 км³ или 367 мм) и сток — 4043 км³ (327 мм). Сток распадается на речной — 3122 км³ (183 мм) и подземный — 921 км³ (53 мм). Известно, что почти половина атмосферных осадков выносится речным стоком в моря. По данным Гидрологического института, осадки на территории бывшего СССР в 1970 г. составили 53 см (11 694 км³), сток — 19 см (4208 км³), испарение — 34 см (7486 км³). Прослеживается широтная зональность в распределении речного стока на территории бывшего СССР (Н.И. Коронкевич, 1990). Так, на Русской равнине в тундре осадки составляют 610 мм., испаряемость — 320 мм, сток — 300 мм; в смешанных лесах соответственно — 700 мм, 495 мм и 205 мм; в степях — 500 мм, 455 и 45 мм; в полупустынях и пустынях — 320 мм, 300 мм и 10 мм. По величине формируемого стока все реки Северной Евразии под разделяются на 4 группы, относящиеся к водосборным бассейнам океанов: 1) реки, несущие свои воды в моря, имеющие связь с Атлантическим океаном; 2) реки впадающие в моря Северного Ледовитого океана; 3) реки, связанные с Тихим океаном, посредством Дальневосточных морей; 4) реки, характеризующиеся внутриконтинентальным стоком (рис. 10.1).

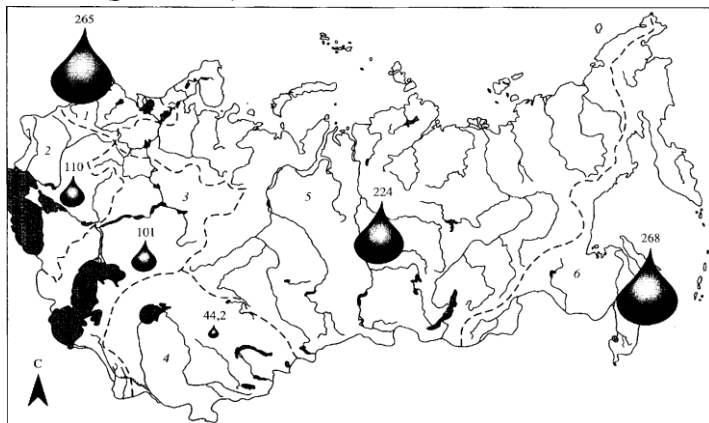


Рис. 10.1. Ресурсы речного стока на территории СССР (мм) в водосборных бассейнах:

1 — Балтийского моря, 2 — Черного и Азовского морей, 3 — Каспийского моря, 4 — Аральского моря, 5 — Ледовитого океана, 6 — Тихого океана. Символы капель пропорциональны средней удельной величине обеспеченности территории водными ресурсами в регионе (Антропогенные воздействия..., 2003).

Наибольший речной сток характерен для северной части Северной Евразии, на ее восточном склоне, а также в бассейнах Балтийского моря и Тихого океана.

Распределение речного стока по Северной Евразии характеризует состояние его по государствам (табл. 10.1) причем реки, пересекающие несколько республик могут быть учтены несколько раз. Отсюда объективность картины общего речного стока определяется регионом, в котором расположена большая часть исследуемой реки.

Из табл. 10.1 следует, что более 90 % общего стока приходится на долю России. Самый низкий речной сток (в 6 раз меньше стока северных рек) имеют бессточные реки Средней Азии и Казахстана.

Таблица 10.1

Ресурсы речного стока Северной Евразии (Антропогенные воздействия..., 2003. с. 44)

Государства	Площадь, тыс. км ²	Речной сток, км ³ /год	
		местный	общий
Россия	17075,4	4043	4270
Украина	603,7	52,4	209,8
Белоруссия	207,6	34,1	55,8
Узбекистан	447,4	9,5	107,6
Казахстан	2717,3	69,4	125,4
Киргизстан	198,5	48,7	48,7
Таджикистан	143,1	47,4	95,3
Туркменистан	488,1	1,13	70,9
Молдова	33,7	1,31	12,7
Латвия	64,5	15,2	31,9
Литва	65,2	12,8	23,2
Эстония	45,1	10,9	15,6
Грузия	69,7	53,3	61,2
Армения	29,8	6,19	8,96
Азербайджан	86,6	7,78	28,0
ВСЕГО	22403,2	4414	4740

Речной сток Северной Евразии не постоянен. Исследования известных ученых показали, что самый водообильный был XVIII в. В XIX– XX вв. наблюдается понижение речного стока, связанные с изменениями погодных условий. Тенденция незначительного уменьшения общего речного стока, возможно, сохранится в наступившем XXI в. Следует отметить, что в позднем плейстоцене сток рек Русской равнины (Северная Двина, Мезень, Печора, Дон, Ока, Кама, Волга — без Оки и Камы) — составлял 1075 км³/год, что почти в 2 раза выше современного стока этих рек — 547 км³/год (Сидорчук и др., 2000) и может свидетельствовать о более засушливой современной обстановке. Установлено, что межгодовая изменчивость речного стока влияет на величину суммарных ресурсов речного стока с территории Северной Евразии в пределах 5–10 % (Раткевич, 1993). Другое дело речной сток отдельно взятой реки, он подвержен значительным колебаниям. В основном речной сток отдельных рек определяется климатом территорий, по которым протекают реки. Для северных территорий характерен более устойчивый сток, при перемещении вод в южном направлении увеличивается межгодовая изменчивость. В многоводные годы речной сток рек Волги, Дона, Днепра, Печеры, Северной Двины почти в 2 раза превышает его многолетнюю величину, а в маловодные годы составляет до 0,8 его годовой величины.

ГЛАВА 10.

Для рек аридного климата присуща межгодовая изменчивость. В многоводные годы речной сток может быть выше межгодового до 4 раза, а в маловодные может уменьшиться почти до нуля. В бесточных районах (Казахстан, Арало-Каспийский регион) он может быть ниже межгодовой величины в десятки раз. Наибольший удельный речной сток приходится на Грузию. Хорошо обеспечены собственным речным стоком Армения, Киргизия, Прибалтика, Россия и Таджикистан. Меньшими ресурсами обладают Узбекистан, Молдова и Туркменистан. В самой России обеспеченность водой людей разная. В Европейской части России на одного жителя приходится от 2,7 до 10 тыс. м³ воды в год, а в восточной части до 50 тыс. м³ воды в год. Наибольшая площадь и наибольший объем стока приходится на бассейн Северного Ледовитого океана и наименьшие их значения на бассейн Атлантического океана. (табл. 10.2)

Таблица 10.2

Площадь бассейнов и объем речного стока (по данным ГГИ)

Океаны	Площадь бассейнов, тыс. км ²	Площадь бассейнов, %	Объем стока, км ³ /год	В % от общего стока
Северный Ледовитый	12819	55	2770	63
Тихий	3269	14	890	20
Атлантический	2008	8	330	7
Арало-Каспийский бессточный	5347	23	425	10

В пределах Северной Евразии (в границах бывшего СССР) насчитывается 2,87 млн рек из которых 2,5 млн приходится на Россию. Густота речной сети на равнинах достигает максимума в тайге, плотность сети уменьшается к северу и к югу (рис. 10.2). Наименьшая густота речной сети (менее 0,01 км/км²) характерна для Казахского мелкосопочника и Прикаспийской низменности. В горах густота речной сети возрастает, например, для Кавказа она равна 1,62 км/км². Основное количество рек небольшие по протяженности (менее 10 км.).

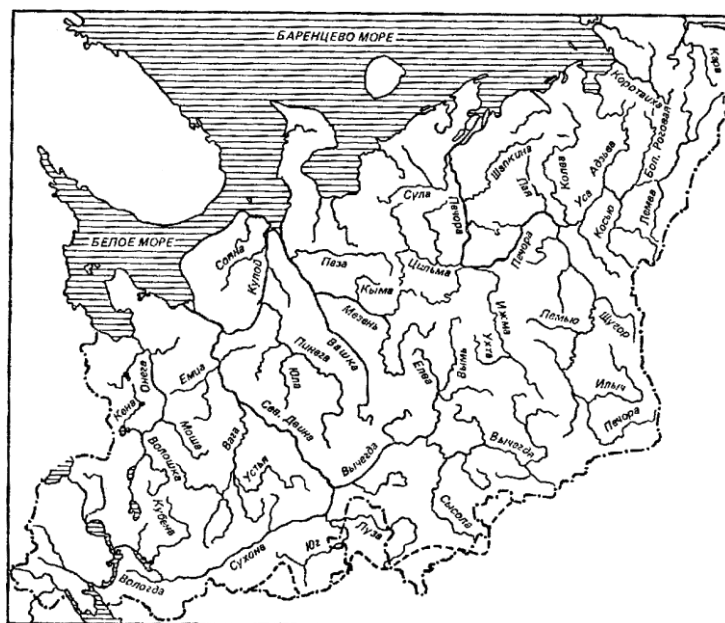


Рис. 10.2. Речная сеть северного края

По протяженности реки подразделяются на малые, длина их не превышает 100 км, средние — 101–500 км и большие, имеющие длину свыше 500 км. Наиболее крупные реки бывшего СССР имеют протяженность более 1000 км (63 реки), из которых 47 рек приходится на Россию. Крупнейшие реки СНГ — Обь, Енисей, Лена, Волга, Амур, Колыма, Днепр, Дон. Самая крупная река в СНГ (России) считается Обь (совместно с притоками), протяженность которой составляет 5400 км и по площади водосборного

притоками), протяженность которой составляет 5400 км и по площади водосборного

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

бассейна она самая крупная (2,99 млн км²). К протяженным относятся Амур с Аргунью — 4400 км, Лена — 4400 км, Енисей — 4092 км и Волга — 3531 км. Река Енисей считается самой многоводной — 624 км³/год. Высокий сток у реки Лены — 536, Обь — 404, Амур — 344, Волга — 251, Колыма — 120 и Оленек — 57 км³/год.

По источникам питания реки Северной Евразии отличается: снеговое, дождевое, грунтовое и ледниковое. Исследователи пришли к единому мнению о множестве источников питания, которые проявляются сообща, имея под собой атмосферную основу. В Северной Евразии широко распространены реки с преобладанием снегового питания — 75 %. К этому типу питания относятся и реки горные (Кавказ, Тянь-Шань, Памиро-Алай, Алтай-Саяны). Реки там имеют истоки от ледников, но по питанию они снеговые. В горных условиях режим питания определяется высотной поясностью. С ростом высоты увеличивается доля снегового и ледникового питания, а также часть пластовых трещинных вод. В зоне распространения многолетнемерзлых пород основным источником вод выступают надмерзлостные и подмерзлостные пластовые воды, имеющие выход на поверхность по трещинам. Вопросами классификации рек по условиям их питания занимались известные ученые: А.И. Воейков, Б.Д. Зайков, М.И. Львович и другие (рис. 10.3).

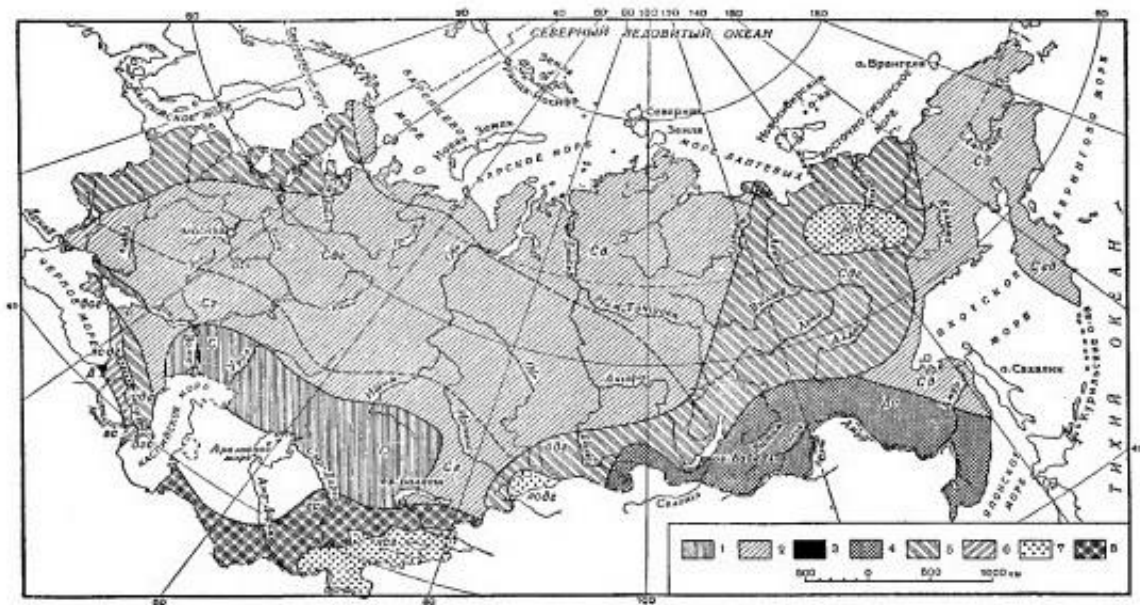


Рис. 10.3 Схема классификации рек бывшего СССР по источникам питания: 1-С-реки чисто снегового питания; 2-реки преимущественно снегового питания; С_г-грунтовые больше 10%, С_д-дождевое больше 10%, С_{гд}-грунтовое больше дождевого, оба больше 10%; 3-д-реки чисто дождевого питания; 4Дс-реки преимущественно дождевого питания, снеговое больше 10%; 5-сдг-реки смешанного питания с преобладанием снегового, дождевого больше грунтового, оба больше 10%; 6-реки смешанного питания с преобладанием дождевого; дгс-грунтового больше снегового, оба больше 10%; дст-снеговой больше грунтового, оба больше 10%; 7-реки смешанного питания, но с преобладанием ледникового; лсд-снеговое больше дождевого, грунтового меньше 10%, лсдг-тоже, но грунтового больше 10%; лсг-снеговое больше дождевого, грунтового меньше 10%; 8-гс-реки смешанного питания, но с преобладанием грунтового.

Выделяются следующие основные типы рек.

1. Реки преимущественно снегового питания с весенним половодьем. Эти реки с таким питанием более всего распространены в Северной Евразии (3/4 территории бывшего СССР). Основной приток рек приходится на весеннее половодье в

результате таяния снега. Летом расходы воды резко сокращаются и реки мелеют. В условиях достаточного высоких летних температур происходит активное испарение и сток рек обуславливается в основном за счет пластовых вод т. е. инфильтрационных, попавших в пласты при таянии снега и осадков. Осенью температура воздуха меньше, испарения сокращаются, сток рек увеличивается. Режим таких рек полностью определяется климатом территорий, с севера на юг — от тундры и тайги к степям и пустыням. На крайнем севере (например, р. Печора и Западная Двина) весенний сток растягивается на весну и часть лета, а горные реки юга наиболее полноводны в марте–апреле, мае и почти пересыхают в сентябре.

2. *Реки ледникового питания с высокой летней водностью* типичны для гор Средней Азии, Кавказа, Тянь-Шаня, Алтая и Камчатки с наличием ледников. Например, в Средней Азии известные реки, Вахш, Пяндж, Аму-Дарья, Сыр-Дарья, на Кавказе р. Терек, Кубань. На Алтае р. Катунь, в основном ледникового питания. Они полноводны в летние периоды – время активного таяния ледников (июль–август). Довольно часто в горах из-за сильнейшего таяния ледников возникают запруды и сели.
3. *Реки районов муссонного климата с высокой летней водностью.* Этот тип выделяется в Приамурье и в Приморье. Максимальные расходы рек приходятся на период муссонных дождей во второй половине лета. Часто в это время наблюдается наводнения из-за ливневых дождей. Основной водопоток рек обеспечивают муссонные дожди (60–80 %), остальная часть приходится на снеговое и подземное питание.
4. *Реки районов многолетней мерзлоты с весенним половодьем и летними наводнениями.* Они характерны для Северо-Восточной Сибири, встречаются также в других местах с наличием многолетнемерзлых пород. Например, в районах северного склона Русской равнины: Печора, Северная Двина, Онега, Мезень, несущие свои воды в Белое и Баренцево моря. Климат здесь достаточно суров, зимой температура достигает местами до $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Почва промерзает. Толщи многолетнемерзлых пород достигают мощности 100 м. Летом температура поднимается до $26\text{--}33\text{ }^{\circ}\text{C}$ и почва местами в тундре оттаивает на глубину до 2-х метров. Подобный процесс оттаивания многолетнемерзлых пород характерен для Северного Урала, Западной, Южной и Северо-Восточной Сибири. Весной наблюдается сильное снеготаяние, реки многоводны, причем, многоводность сохраняется и летом – подключаются источники от растаявшей мерзлоты и дождевые осадки.
5. *Реки с дождевым питанием и паводочным режимом.* Такие реки распространены преимущественно на юго-западных окраинах Северной Евразии (Крым, Закавказье, частично и на Северном Кавказе). В период активных дождей наблюдаются паводки и сток рек увеличивается. Более половины всего речного стока обеспечивают дожди, которые бывают не только летом, но часто и осенью.

Наряду с дождем источником воды в реках выступает снег и грунтовые подземные воды, особенно характерные для предгорий (тектоническая трещиноватость). По трещинам на поверхность выходят источники минерализованной воды (Северный Кавказ и др.).

Ледовый режим рек Северной Евразии. Известно, что подавляющее количество рек в России зимой замерзает. Обычно в конце сентября замерзают все реки северного побережья, южнее процесс замерзания растягивается на октябрь, иногда и в ноябре, местами в декабре. Реки сковываются льдом, а вскрываются от него в конце апреля—начале мая, местами вскрытие наблюдается в марте. В первых числах июня почти все

реки на северной и северо-восточной части Северной Евразии освобождаются от льдин и становятся свободными для судоходства.

На жизнь рек в последнее 100летие значительное влияние оказала техногенная деятельность людей. Классическим примером нехозяйственного отношения к воде служат реки Амударья и Сырдарья в Средней Азии, впадающие в Аральское море. Бассейн **Арала** — показательный пример иррационального использования народным хозяйством воды в реках. Аральское море относится к крупнейшим в мире внутренним морям. За годы советской власти этот регион стал вторым в мире по производству хлопка. Общая площадь орошаемых земель достигла 7,6 млн га. Практически всю воду из рек, питающих Арал, разбирали на полив, а также на нужды промышленных предприятий. Море перестало пополняться водой, сократилось в размере до 1/3, обмелело, утратило рыбохозяйственное и транспортное значение. Берега стали разрушаться ветровой эрозией. Для восстановления водных ресурсов Арала была создана межгосударственная координационная комиссия по водохозяйственному регулированию водоотбора. Начиная с 1990 г. отбор воды резко снизился. Стало очевидным, что спасти Аральское море можно при жестком ограничении водоотбора из рек, питающих его, всеми средне азиатскими государствами.

В Аральское море поставляют воды Амударья и Сырдарья. Бассейн **р. Амударьи** на 62 % занимают территории Таджикистана, Киргизии, Туркмении и Узбекистана и 38 % — Афганистана, а Сырдарья — Таджикистана, Узбекистана и часть Киргизии. Истоки рек находятся в высокогорных частях Памиро-Алая и Тянь-Шаня. Главной особенностью бассейна р. Амударьи является сочетание высокогорного, предгорного и равнинного ландшафтов. Впрочем, эти особенности свойственны и для р. Кубань (рассмотренной ниже), берущей свое начало с Большого Кавказа.

Рельеф головной части бассейна Амударьи высокогорный — значительные превышения хребтов над речными долинами до 3–4 км. При входе реки в предгорные долины (Южно-Таджикская депрессия) течение ее становится спокойным. Река проводит большую геологическую работу по разрушению, выносу и отложению разрушенного материала. Хозяйственная деятельность в долине реки значительно изменила режим водного стока. На притоках Амударьи в 1970–1980 гг. построено несколько плотин и водохранилищ. Раньше (до постройки Нурекского, Рогунского и др. водохранилищ на р. Вахш) она выносила с горной части бассейна до 20 млн т наносов в год, которые отлагались в пойменных частях. В настоящее время почти весь твердый сток не доходит до Амударьи, а отлагается в водохранилищах. Это приводит к их быстрому заиливанию (например, Нурекское водохранилище).

Солевой (геохимический) состав вод Амударьи отражает минеральные компоненты горных пород, месторождений и рудопоявлений, размываемых рекой. Мутность воды в реке меняется в широких пределах: от 50 (приток Амударьи — р. Хозермеч) до 6000 г/м³ (р. Кызылсу). Минерализация вод реки варьирует от 0,1 до 0,4 г/л, за исключением отдельных притоков, которые имеют минерализацию до 1,5 г/л (Кызылсу, Таирсу). Притоки Амударьи характеризуются различным химическим составом. Большинство из них носит ярко выраженный гидрокарбонатный характер с преобладанием катионов Ca²⁺ (реки Кафирниган, Обихингоу и др.); сульфатный с различным соотношением катионов Ca²⁺, Na⁺ и Mg²⁺ (реки Вахш, Явансу и др.) и хлоридный с содержанием Cl до 1939 %/экв. Из катионов наблюдается преобладание Na⁺ + K⁺ от 17 до 40 %/экв (реки Таирсу, Кызылсу и др.).

Содержание основных катионов в речной воде сильно отличается от их содержания в континентальной коре (табл. 10.3). Но следует иметь в виду, что речная вода находится в динамичном, а породы — в почти спокойном состоянии. Речной поток на

ГЛАВА 10.

каждом участке характеризуется разной концентрацией катионов и взвесей. Так, например, при выходе притоков Амударьи из долин Южно-Таджикской депрессии они почти освобождаются от природных взвесей, которые по течению выпадают в осадок, но сильно загрязняются техногенными веществами от промышленных источников городов Душанбе, Турсунзаде, Явана (тяжелые металлы: Sn, Hg, Ni, Co, Cd, W, Mo, Cu; углеводородные соединения), в основном, компонентами минеральных удобрений и пестицидами, смываемыми с хлопковых полей поверхностным стоком. В связи с тем, что в советский период республики Средней Азии занимали приоритетное положение по количеству минеральных удобрений и пестицидов, вносимых для подкормки почв, это стало причиной и следствием вымирания рыбы в Аральском море. Особенно много было внесено ДДТ и дефолиантов.

Таблица 10.3

Содержание основных катионов в континентальной коре и речных водах, мг/кг

Катионы	Континентальная кора	Речные воды
Al ³⁺ , Al ²⁺	80,0	0,05
Fe ²⁺ , Fe ³⁺	35,0	0,04
Ca ²⁺	30,0	13,0
Na ⁺	29,0	5,2
K ⁺	28,0	1,3
Mg ²⁺	13,0	3,4

Бассейн **р. Кубань** — особая геосистема Северного Кавказа (Бельченко, 2002), располагающаяся от Таманского полуострова на западе до Эльбруса на востоке. Река (длина 870 км) впадает в Азовское море. Площадь водосбора 57 900 км², а длина всех ее водотоков доходит 38 325 км. Температура воды заметно влияет на функционирование пересекаемых рекой ландшафтов.

Основные притоки бассейна берут начало со склонов Западного Кавказа и впадают в р. Кубань слева (Лаба, Белая, Большой Зеленчук, Уруп, Пшишиш и др.). На Ставрополье Кубань — типично горная река и протекает в основном по глубокой и узкой долине. Река характеризуется плотной гидрографической сетью (в горах коэффициент плотности равен 0,7–0,9 км/км²). Самых малых рек (длиной до 25 км) здесь насчитывается 13 442 шт., малых (до 100 км) — 105, а средних (до 300 км) — 21. Суммарная протяженность последних составляет 3330 км. Большое количество притоков (высокая плотность), а также озер и водохранилищ (617) общей площадью свыше 4133 км² позволяет говорить о значительном влиянии бассейна на окружающую среду.

Для р. Кубань характерен огромный твердый сток. За год река выносит в море около 8 млн т наносов. С постройкой водохранилища у г. Краснодара весь сток стал осаждаться в нем. В среднем течении минерализация достигает 400 мг/л, а в отдельных местах в межень поднимается до 1000 мг/л. Таким образом, р. Кубань является поставщиком растворенных солей в Азовское море.

Жизнь **р. Волги** находится в сложной зависимости от природных условий бассейна, его климатических, топографических и геологических особенностей. Например, территория, занимаемая бассейном площадью 1459 тыс. км², располагается в различных климатических и почвенных зонах. Истоки Волги находятся в центре Среднерусской возвышенности, причем первые ее притоки — Шексна и Молога — собирают воду в области, изобилующей болотами и ласами. Ока получает воду из центральных районов, а приток Кама — с северо-востока Европейской части России и Приуралья (рис. 10.4).

Остановимся на **р. Оке**, занимающей центральное положение в бассейне р. Волги. В Оку впадают р. Москва и р. Клязьма (табл. 10.4). Водосборные бассейны этих рек являются самостоятельными природными единицами и образуют единый природноландшафтный каркас бассейна р. Оки.

Бассейн **р. Клязьмы** в основном расположен в пределах Владимирской области. Следует отметить, что речная сеть здесь развита хорошо. На 1 км² насчитывается в среднем 400 м речной сети. Главные притоки Клязьмы — Киржач, Пекша, Нерль, Уводь, Теза, Лух, Судогда, Нерехта, Тара, Суворощ и др.

Таблица 10.4

Характеристика некоторых рек бассейна р. Оки

Река	Площадь водосбора, км ²	Длина, км	Средний расход, м ³ /с	Объем стока, км ³ /год
Ока	245000	1500	1300	41
Клязьма	42500	686	224	7,07
Москва	17600	473	106(175) ¹	5,52

(В скобках дана величина стока с учетом переброски вод р. Волги)

Рис. 10.4. Волжское «древо» — речная сеть бассейна Волги

Клязьма берет начало в 50 км к северо-западу от Москвы. Водами р. Клязьмы пользуются города Московской области: Ногинск, Щелково, Орехово-Зуево, Павловский Посад, и Владимирской области: Владимир, Ковров и др. В этих городах представлена металлургическая, металлообрабатывающая, приборостроительная, пищевая и другие отрасли промышленности, действуют ТЭЦ и жилищнокоммунальные службы.

Бассейны рек Клязьмы и Москвы имеют значительную и неравномерную антропогенную нагрузку. Но считается, что р. Москва несет более напряженную нагрузку, чем Клязьма. По степени антропогенной нагрузки на части речных бассейнов они отличаются. Так, если в верхней части бассейна р. Москвы более благоприятная техногенная обстановка, то в



ГЛАВА 10.

верхней части р. Клязьмы, наоборот, значительное и более выраженное техногенное загрязнение, транспортируемое водами до устья при впадении реки в Оку. Воды р. Москвы несколько разбавляются водами р. Волги посредством канала им. Москвы, но, несмотря на это, они все равнозначительно загрязнены в некоторой части техногенными веществами.

Для анализируемых рек бассейна Оки, как впрочем и для других рек России и Западной Европы, характерны четыре главные и равнозначные по актуальности группы явлений и процессов, выделяемых в настоящее время и обусловленных антропогенной деятельностью: истощение речного стока, рост числа катастрофических наводнений, усиление эрозионных процессов, увеличение химического загрязнения речных систем (Райнин, 2000). Сказанное подтверждается климатическими коллизиями, охватившими значительные по размерам территории в Европе и Сибири в 2002–2003 гг.: масштабные пожары в лесах Сибири, Дальнего Востока, наводнения, сменившиеся засухой рек Лена, Енисей, Иртыш (лето 2003 г.), пожары и засуха в Западной Европе, ливневые дожди и наводнения в Краснодарском и Ставропольском краях; необычайно жаркое лето в Москве и Владимирской области (июль 2003 г.) и обильные осадки в августе и т. д. Такие погодные условия не наблюдались 50 и 100 лет и происхождение их объясняют результатами антропогенной нагрузки глобального характера [44].

Твердые стоки рек. При своем движении вода захватывает механические частицы, растворяет породы, переносит их и отлагает в новых местах. Например, р. Волга в день выносит в Каспийское море – свыше 50 млн т наносов в год, р. Кубань в Азовское море — 8 млн т/год, р. Вахш (приток Амударьи) — 20 млн т/год, а все реки СНГ — 470 млн т/год. С учетом растворенных химических веществ и взвешенных частиц, выносимых реками в моря и океаны, общая масса разрушенного и перенесенного реками СНГ материала превышает 800 млн т/год. Характер выноса и отложения наносов зависит от уклона реки (для равнинных рек он незначительный, для горных — существенный) и соответственно от скорости течения. Например, для Клязьмы, Оки и Волги скорость составляет 5,5 км/час. В половодье скорость немного увеличивается и происходит перенос и отложение более крупного материала. К примеру, уровень р. Москвы превышает межень у Бабьегородской плотины на 8–9 м. Но одновременно происходит осветление воды за счет таяния снега и даже уменьшение общего количества сносимого материала. Так, р. Ока в нижнем течении в период половодья (весна) выносит в пойму до 90 г/м³ взвешенных частиц, в которых содержится до 2 % карбонатов и до 3 % органических веществ. Средняя многолетняя величина наносов (мутность) в районе г. Мурома меняется от 56 до 140 г/м³ при значительном увеличении площади водосбора (в период половодья) — в 3,4 раза. Средняя величина твердого стока возрастает в 1,23 раза (с 1320 до 1620 тыс. т/год). При таких значениях величины твердого стока происходит перераспределение (переотложение) донного материала пойменных частей рек в течение года (Попов, 1969).

10.2 ОЗЕРА

На территории Северной Евразии насчитывается 2 млн 815 тыс. озер (по состоянию на 1990 г.), 95 % которых являются пресноводными. Площадь их зеркала воды составляет 550 тыс. км² или 2 % всей территории. Общий объем воды в озерах 26,5 тыс. км³ или 15 % запасов пресных вод мира. Значительна часть озер небольшие по размерам водоемы, глубина которых не превышает 1,5 м и площадь водной поверхности менее 1 км.

Большая часть запасов воды приходится на 16 крупных озер. Объем самого большого из них, Байкала, составляет 23 тыс. км³ или 51 % пресных вод бывшего СССР. Площадь водной поверхности его 31,5 тыс. км², площадь водосбора — 571 тыс. км², наибольшая глубина — 1740 м. К крупным озерам на территории России относятся: Ладожское (908 тыс. км³), Онежское (295 тыс. км³), Таймыр (12 тыс. км³), Ханко (3,03 тыс. км³, в пределах России находится 1/3 часть озера), Чудское с Псковским (25,2 км³) и др. Из других озер бывшего СССР пользуется известностью Иссык-Куль (Киргизстан), Балхаш (Казахстан), Севан (Армения) и др. Озера по территории Северной Евразии размещены очень неравномерно. Например, в степной и лесной зонах Русской равнины их почти нет, а в Карелии их много (до 13 % площади). Также их много на северо-востоке России, где они местами покрываются до 50 % территории административных единиц. Много озер в регионах распространения болот, торфяников (Западная Сибирь и др.). Четко прослеживается горизонтальная зональность распространения озер, связанная с климатом, а в горных условиях наряду с горизонтальной зональностью значительную роль играет вертикальная, климатическая поясность. Следует подчеркнуть, что климат наряду с рельефом является ведущим фактором природной среды, оказывающим первостепенное влияние на характер и количество озер. Это хорошо видно на примере Западной Сибири. Здесь в Приполярье повсеместно развита многолетняя мерзлота и при более влажном климате, чем на юге сосредоточено огромное количество мелких озер, а на юге региона меньше озер, но они более крупные, нередко соленые и солоноватые. В данном случае играет ведущую роль в режиме озер их бессточность и высокое испарение с водной поверхности. Сравнение озер Якутии и Западной Сибири (центр) показывает определяющее влияние климата. Так, в Якутии климат более засушлив и значительно более суров. Ввиду этого здесь количество озер на порядок меньше, чем в Западной Сибири. Обилие озер на севере Европейской части России, Северного Урала, Западной и Восточной и Северо-Восточной Сибири (вплоть до Чукотки) объясняется их открытостью к Северному Ледовитому океану, отсюда поступает основная влага. Эта влага совместно с влагой многолетнемерзлых пород снабжает озера водой.

По происхождению озера подразделяются на эндогенные, экзогенные и техногенные (т. е. искусственные). К озерам эндогенного происхождения относятся озера, возникшие вследствие опускания участков земной коры, а также в результате действий вулканов (в жерлах потухших вулканов или по причине образования запруды лавой). К озерам экзогенного происхождения относится большая группа озер: карстовые, водноэрозионные и водноаккумулятивные (эрозионные), ледниковоморенные и эоловые (в результате процесса дефляции и коррозии). Особую группу озер образуют искусственные озеродохранилища, содержащие большие запасы пресных вод.

По типу образования озера делятся на котловинные и плотинные, или завальные. К котловинным тектонического происхождения относятся известное озеро – Байкальское, приуроченное к рифту (прогиб) в земной коре, Иссык-Куль в Киргизии, Телецкое на Алтае. К котловинным относятся и карстовые озера, по размерам они не большие, обычно встречаются группами в местах развития карста. В России термокарстовые озера занимают ведущее положение. Известны также озера запрудного характера. Например, на Камчатке развиты озера, образованные кольцами вулканического пепла – озеро Курильское, или озеро в кратере вулканов – Кольцевое (вулкан Креницина), озеро Бирюзовое (вулкан Заварицкого на о.Симушир) и др. К завальным относятся озера, образованные при землетрясении, в результате которого происходит обвал горы. Так, в 1911 г. в результате землетрясения в реку Мургаб было сброшено более 2 млрд м³ породы и образовалось Сарезское озеро. К аналогичному типу, но уже созданными

людьми, относятся за вальные озера – водохранилища, в Таджикистане, Киргизии, в Армении и в др. местах. Значительную группу озер предоставляют моренные озера и озера, оставленные ледником в процессе его экзотационной деятельности. В России озера такие находятся на втором месте после термокарстовых. Эти озера обычно не большие, но их насчитывается тысячи. Встречаются также крупные озера ледниковотектонические. Например, отмеченные выше Ладожское, Онежское, Имандра. Такие озера известны на плато Путорана — Глубокое, Лама, Кета, Хантайское и др. В качестве примера рассмотрим озеро Таймыр, расположенное в пределах Северо-Сибирской низменности, в районе гряды Бырранги (74–75° с. ш.). Водосборный район озера (44 тыс. км²), площадь 4560 км² (1964 г.), максимальная глубина — 26 м., средняя — 2,8 м, открытость от льда 3 месяца (с июля по сентябрь). Климат суровый отличается континентальностью. Размер озера сильно сокращается (4560 до 4000 км²). Озеро Таймыр обрзвалось в результате подпруживания р. Верхней Бырранги (Физикогеограф..., 1968). Очень похожи по всем чертам на озеро Таймыр группа озер на Дальнем Востоке (Болонь, Удыль, Кизи, Хумми в Приамурье).

Значительно распространены пойменные и старичные озера на равнинных реках России (Русская равнина, Западная Сибирь и др.): Волга, Кама, Днепр, Дон, Обь, Енисей, Лена, их притоки. Пойменные озера — это особый тип озер, развитие которых тесно связано с деятельностью рек. Пойменные озера — старицы возникают из отрезка русла, оставленного рекой, или бокового рукава, которые отделяются песчаной отмелью. Водоемы живут своей жизнью и сообщаются с рекой лишь в периоды половодья.

Режим озер определяется динамикой водной массы. Различают озера проточные т. е. в них входят реки и они соединяются с другими озерами, образуя цепочку связанных озер (например, озера Карелии). Выделяются также озера бессточные с застойным режимом вод. Например, бессточное озеро Чаны. В Барабинской степи в южной части Западной Сибири. Режим озера Чаны определяется не только бессточным его характером, но и большим количеством солонцов и солончаков в окрестностях. Соленая вода также в озере Кучук в Кулундинской степи, из которого добывают мирабилит. Озеро Чаны является самым крупным водоемом на юге Западной Сибири. Площадь озера составляет 2тыс. 268 км² (1961 г.). Средняя глубина — 2,2 м, максимальная — 8,5м, площадь водосбора — 29 925 км². Климат отличается континентальностью: 6 июля +19 °С, в январе — минус 19,7 °С, количество осадков — 380 мм/год. С 1899 по 1970 гг. уровень озера снизился на 1,1 м, что привело к сокращению размера площади, т. е. сказалось влияние более засушливого климата. Вода в бессточных озерах обычно солоноватая и соленая, в отличие от проточных озер, где она пресная. К пресным озерам относят воды озер с содержанием солей до 5 г/л. Такие воды обычно распространены во влажном климате. При солёности воды более 5 г/л озера считаются солоноватыми (5–25 г/л солей в воде) и солёными (25–41 г/л) — характерны для жаркого климата. Ярким примером солёной воды служат озера Эльтон и Баскунчак в низовьях Волги (солёность воды в озерах достигает 280 г/л). Высокое содержание солей связано не только с режимом озера, но и близким расположением к поверхности соляного диапира.

Особую группу озер представляют искусственно созданные озера — водохранилища, содержащие в себе запасы пресных вод.

10.3 ВОДОХРАНИЛИЩА

Водоохранилища — искусственно созданные водные ландшафты поверхностной литосферы. Водоохранилища известны с давних времен. Назывались они прудами, а собственно первое водоохранилище было построено на Урале в 1704 г. для обслуживания механического завода. По данным Г.К. Глике, для суши характерен отрицательный водный баланс. По мнению исследователя ежегодно сокращается объем озер (38 км^3) и подземных вод (108 км^3). Потери озер компенсируются путем создания водоохранилищ. Основное назначение водоохранилищ в современной обстановке это система гидроэлектростанций для выработки электроэнергии и второе — создание ирригационных систем в сельском хозяйстве. Следует отметить, что до 1915 г. строились небольшие водоохранилища, с развитием техники строительства стали возводить водоохранилища с площадью зеркала воды более 100 км^2 . Основной буммирового гидростроительства пришелся на 1960–1970 гг., когда было построено более 85 % существующих ныне плотин. Россия занимает одно из ведущих мест в мире по суммарному объему водоохранилищ. Они позволяют зарегулировать 23 % речного стока в России. Самые известные водоохранилища в России: Братское ($169,3 \text{ км}^3$), Красноярское ($73,3 \text{ км}^3$), Зейское ($68,4 \text{ км}^3$), Волжское (58 км^3), Хантайское (25 км^3), Волгоградское ($31,4 \text{ км}^3$), Рыбинское ($25,4 \text{ км}^3$); в Средней Азии: Токтогульское ($19,5 \text{ км}^3$), Рогунское ($13,3 \text{ км}^3$), Нурекское ($10,5 \text{ км}^3$). В настоящее время в России насчитывается более 3 тыс. водоохранилищ. По площади они занимают 0,4 % общей площади страны. Самое крупное водоохранилище по площади является Куйбышевское — 6448 км^2 . Крупных водоохранилищ (с объемом воды более 1 км^3) в России всего 41. Основное количество водоохранилищ находится в европейской части России (т. е. в 5 раз больше чем в Сибири и на Дальнем Востоке). Но по мощности вырабатываемой электроэнергии и количеству воды в них, европейские водоохранилища в 1,5 раза уступают востоку. С постройкой водоохранилищ озерность России увеличилась на 2,5 %. Ведущими функциями водоохранилищ по данным ученых А.Б. Авьякина и В.А. Шарапова, являются накопление воды и использование ее в хозяйственных нуждах, выработка электроэнергии, судоходство, обслуживание сельского хозяйства и др.

10.4 БОЛОТА

Болота встречаются почти во всех географических зонах. На территории бывшего СССР площадь болот составляет 245 млн га из них торфяные занимают 86 млн га из которых 80 млн га приходится на Россию. Наиболее заболочены районы севера и северо-запада европейской части, а также Западная Сибирь, Дальний Восток и Камчатка. Средняя заболоченность тундровой зоны в пределах России по данным В.П. Денисенкова (2000 г.) — 57–70 %, таежной зоны — около 30 %. В целом на долю болот приходится 10 % территории России.

Болота — неотъемлемая часть ландшафта. Для болот характерна определенная флора (табл. 10.5).

Объем болотных флор по регионам (по: М.С. Боч и др. 1993)

Регион	Число видов		Регион	Число видов	
	Сосудистые растения	Лиственные мхи		Сосудистые растения	Лиственные мхи
Тундровая зона России	205	130	Литва	183	70
Северное приуралье	158	70	Ярославское Поволжье	287	—
Северо-запад России	357	127	Воронежская область	414	85
Карелия	283	110	Украинское Полесье	245	113
Финляндия	237	—	Украина	300	117
Эстония	376	118			

Болотами обычно называют участки земной поверхности, находящиеся в состоянии избыточного увлажнения. Значение болот большое. Они влияют на водный баланс местности, выполняют водоохранную и водоочистительную функции. Болота выступают хранилищами торфа, сапропеля. Сохранение болот — это важная задача в охране окружающей среды.

Болота бывают низинного (плоские), верхового (возвышенные), переходного (промежуточного типа) и приморские. По данным В.Н. Сукачева, все болота по условиям питания подразделяются на две группы: 1) болота грунтового питания, 2) болота атмосферного питания.

Низинные болота развиваются в низких местах, на поймах рек и по берегам озер и морей. Питание их происходит за счет подземных и текучих вод. В большей части, такие болота представлены лесным и травяным покровами (ольха, береза, зеленые мхи, осоки, тростники). Только для некоторых болот отмечается преобладание зеленых мхов при слабом развитии цветковых растений.

Верховые (олиготрофные) болота свойственны умеренному климату, где атмосферных осадков выпадает больше, чем влаги испаряется. Это в основном сфагновые болота. Распространены болотные формы сосны, лиственницы, березы. Они имеют двойное питание — атмосферное и грунтовое. Встречаются верховые болота чаще на междуречных пространствах. Переходные (мезотрофные) болота занимают промежуточное положение между низинными и верховыми. Растения обычно растут на почвах, выбирают повышенные участки. Такие болота распространены в северной части России.

Приморские болота распространены на морских побережьях. Питание таких болот — атмосферное. Растительность в основном древесная.

Во многих районах России болота часто пересыхают под влиянием глубинной эрозии и техногенной деятельности и утрачивают присущие им свойства, например обильное увлажнение, накопление торфа. Они покрываются растительностью, не характерной для болот — луговой, лесной, а иногда и степной. Такие участки уже не будут считаться болотами. Аналогично это касается и глубоких мерзлых торфяников тундры, которые характеризуют реликтовые образования теплых эпох голоцена.

Торф представляет собой продукт неполного разложения растительной массы в условиях обильного увлажнения и недостаточной аэрации и в связи с болотным типом почвообразования.

Для образования торфа нужны природноклиматические условия — увлажнения, понижение в рельефе и водоупор. Академик А.Н. Костяков (1938) выделил в европейской части России три зоны: избыточного, неустойчивого и недостаточного

увлажнения. Он предложил использовать климатический коэффициент (отношение годовой суммы осадков к годовой величине испарения с той же площади). Так, для зоны избыточного увлажнения климатический коэффициент превышает 1,0 (Карелия, северо-запад и север России, Прибалтика, северные районы Белоруссии). В зоне неустойчивого увлажнения, климатический коэффициент равен 0,5–1,25 (Украина, Южная Белоруссия, Центральные районы России, Татарстан, Марийская республика). В такой зоне преобладают озера болотного происхождения.

Зона недостаточного увлажнения. Климатический коэффициент всегда меньше единицы (0,25–0,75). Наблюдается превышение увлажненности почвы осадками (юго-восток европейской части России). Болота встречаются по берегам озер, в поймах рек или в глубоких котловинах.

Характеристику болотных зон России и Западной Европы дал Н.Я. Кац (1948, 1971). Он выделил следующие болотные зоны и группы болотных провинций (рис. 10.5).

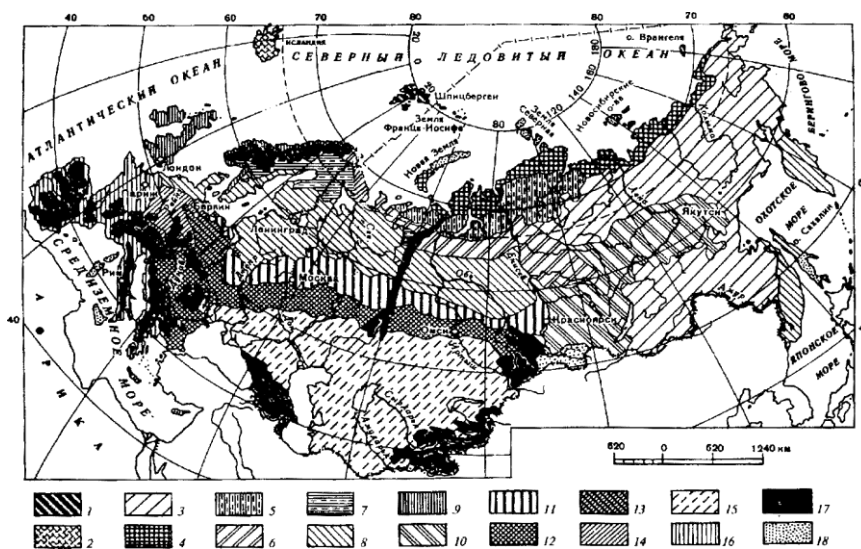


Рис. 10.5. Болотные зоны и группы болотных провинций России и Западной Европы (по Н.Я. Кац, 1948): 1 — болота высокой Арктики; 2 — болота атлантической Арктики; 3 — горноравнинные провинции Восточной и Центральной Сибири; — зона арктических минеральных осоковых болот; 5 — зона плоско-бугристых болот; 6 — зона крупнобугристых торфяников; 7 — зона торфяников апатипа; 8 — зона выпуклых олиготрофных болот; 9 —

островные и прибрежные провинции Приатлантической Европы; 10 — провинции Заенисейской Сибири с преобладанием эвтрофных торфяников; 11 — зона эвтрофных и олиготрофных сосново-сфагновых торфяников; 12 — зона равнинных эвтрофных болот и торфяников; 13 — провинции равнинных эвтрофных болот Средней Европы; 14 — низкогорные провинции эвтрофных болот Средней Европы; 15 — зона тростниковых и засоленных болот Казахстана, Западной Сибири и Европейской части СССР; 16 — равнинные провинции Южной Европы; 17 — провинции горных болот; 18 — территории, на которых не имеется достаточных данных

1) зона арктических болот — арктическая подзона тундр, с наличием многолетней мерзлоты, осадков 250–300 мм, высокая влажность воздуха, пониженное давление (заболоченность высокая — 70 %);

2) зона бугристых болот, территориально она совпадает с южной тундрой и северной тайгой. Образование бугров объясняется вспучиванием мерзлого торфа;

3) зона *аппа*-болот территориально соответствует полосе северной тайги. Эти болота обязаны своим происхождением деградации многолетней мерзлоты в бугристых торфяниках, а также с выходами слабо минерализованных грунтовых вод, накопившихся в тектонических трещинах — разломах (Н.И. Пьявченко, 1985);

4) зона выпуклых олиготрофных торфяников. Территориально она совпадает с таежной зоной европейской части России и Западной Сибири (Н.Я. Кац, 1971). К этой зоне относятся также болота Камчатки и Сахалина. Отмечаются преобладание осадков

ГЛАВА 10.

над испарением, высокая влажность и близкое расположение грунтовых вод. Выделяются провинции: **Северная** (Архангельская, Вологодская области), **Северо-Западная** (Ленинградская, Псковская, Новгородская, Южная Карелия, север Белоруссии), **Прибалтийская** (Западная Эстония, Латвия). **Средняя** (Ярославская, Ивановская, Владимирская, Тверская, Московская, северная часть Рязанской, северо-восточная часть Смоленской области), **Западно-Сибирская** (от Урала до Енисея, междуречье Енисея, Лены, Индигирки и Колымы), **Горноравнинная Камчатка; Сахалинская; Приморская;**

5) *зона эвтрофных и олиготрофных* сосновосфагновых болот протягивается через всю среднюю полосу европейской части России и далее в Сибири до Енисея. Здесь низинные и переходные болота преобладают над верховыми. Размеры болот от единицы га до нескольких десятков тысяч гектаров.

6) *зона эвтрофных равнинных болот* занимает южную полосу широколиственных лесов и лесостепь в европейской части, а в Западной Сибири — и северные степи. Болота распространены в понижениях рельефа: поймах, оврагах, котловинах;

7) *зона тростниковых и засоленных вод* занимает степные, полупустынные и пустынные территории низовьев Днепра, Дона, Волги до Урала на востоке, а также в дельтах рек побережий Каспийского и Азовского морей;

8) *Болота Центральной и Восточной Сибири.* Территория отличается резкой континентальностью климата и гористостью рельефа. Заболоченность зоны сравнительно невелика. Преобладают низинные болота;

9) *Болота горных провинций* (Карпаты, Кавказ, Алтай, Саяны, Тянь-Шань и Памир). С увеличением высоты в горах болота приобретают выраженный арктический облик.

10.5 ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды Северной Евразии вместе с водами прилегающих к ней морей, океанов, поверхностными водами суши (речные, болотные, озерные, ледниковые) являются частью гидросферы. Представляет практический интерес вода — пресная и насыщенная солями, которую общество в состоянии отобрать на питьевые, лечебные и производственные нужды. Речь идет о подземных водах, находящихся в жидком состоянии, а также в виде подземных льдов зоны многолетнемерзлотных пород, выступающих в качестве ценного полезного ископаемого. Оптимальная глубина отбора подземных вод в настоящее время около 2 км, хотя теоретически ее отбор возможен с глубины 8–10 км. Известно, что 2 км — это глубина, совпадающая с зоной свободного водообмена и в этой зоне абсолютным преимуществом пользуются инфильтрационные воды, поступающие в основном в качестве атмосферных осадков (интрофилтрогенные воды). Зона активного водообмена с крупными «гидродинамическими ресурсами» пресных вод находится под воздействием экзогенных факторов (климат, рельеф, речная сеть). Анализ публикаций позволяет сделать вывод о преобладании на территории Северной Евразии сульфатных и хлоридных напорных вод: Западно Сибирская, Прикаспийская, Южно-Забайкальская, Скифская, Туранская гидрогеохимические аномалии. Наряду с интрофилтрогенными водами в подземных условиях распространены седиментогенные (захороненные одновременно с осадком) и эндогенные (образованные в результате проявления геологических процессов и физикохимических реакций литосферы). Важность седиментогенных (сингенетических) вод, накопленных в процессе формирования осадочнопородного бассейна доказана (А.А. Карцев, Н.И. Толстихин, А.М. Овчинников и др.). Гидрогеологические бассейны

характеризуются определенными структурными признаками, коллекторами, содержащими подземные воды и особенностями подземной гидродинамики. На территории Северной Евразии выделяется четыре класса осадочнопородных гидрогеологических бассейнов — депрессионные, горноскладчатые, океанические и глыбово-массивные. Последние сложены магматическими или метаморфизованными породами. По возрасту образования бассейны делятся на древние и молодые. Древние бассейны — это в основном докембрийские, а молодые — палеозойские и мезокайнозойские. Классифицирование бассейнов на древние и молодые важно с позиции истощения эксплуатационных запасов. Например, древние бассейны, из которых отобрали воду (пресную или минерализованную) уже никогда не смогут восполнить ее в прежних объемах, в отличие от молодых бассейнов, которые способны восстанавливаться за счет инфильтрации атмосферных осадков вглубь (зона свободного водообмена).

В условиях Северной Евразии ресурсы подземных вод, их приуроченность к геологическим структурам, количество оптимального отбора отражены в многочисленных изданиях: Н.И. Толстихин, Г.С. Вартанян, И.К. Зайцев и многие другие. Вода в подземных условиях Северной Евразии концентрируется в определенных гидрогеологических структурах (осадочнопородные бассейны), среди которых выделяют основные: артезианский бассейн, вулканогенный бассейн, массив и зона обводненных разломов (Е.А. Басков, И.К. Зайцев). По степени измененности (геологическими процессами) водовмещающие структуры делятся на слабоизмененные (неизмененные), измененные, сильно-измененные (деформированные). Обычно водовмещающие горные породы и тектонические структуры бассейнов слабо деформированы. В случае сильной измененности гидрогеологических структур к их названию прибавляется приставка «ад», указывающая на значительную деформированность пород, содержащих воду. Например, артезианский адбассейн — сильнодеформированные слабометаморфизованные осадочные породы различных депрессий и складчатых поясов с преобладающим типом скопления подземных вод: пластовые, пластовотрещинные, карстовотрещинные, локальноотрещинные с соответствующим химическим составом вод и пр. Для нужд питьевого и хозяйственного водоснабжения используют обычные воды (минерализация до 1 г/л). Е.А. Басков с соавторами (1994) составили схему структурногидрогеологического районирования России и распределения пресных вод, на которой показаны группы структур, содержащих пресные воды в зоне свободного водообмена: 1) распределены повсеместно; 2) распространены спорадически; 3) частично заморожены; 4) полностью заморожены. В работе, посвященной подземным водам, изложена закономерность размещения пресных вод в связи с геологическими условиями (Вартанян и др., 1989). Показано, что мощность зоны пресных вод артезианских бассейнов платформ обычно не превышает 150–300 м, а в межгорных впадинах ее мощность возрастает до 500–1000 м. В тесной связи с мощностью водонасыщенной зоны, с площадью, т. е. с геологическими запасами находятся эксплуатационные запасы (табл. 10.6).

Таблица 10.6
Эксплуатационные запасы подземных вод России (по данным Варганяна, с сокращениями)

Экономические районы	Площадь, тыс. км ²	Потенциальные эксплуатационные ресурсы, тыс. м ³ /сут.
Россия в целом	17 075	871 244
Центральный	485,1	50 063
Северо-Западный	196,5	27 795
Прибалтийский	15,1	580
Северный	1643	90 078
Волго-Вятский	263,3	23 297
Центрально-Черноземный	167,7	23 979
Северо-Кавказский	376,8	37 876
Поволжский	536,2	30 292
Уральский	824	48 248
Западно-Сибирский	2 519,8	265 548
Восточно-Сибирский	4 122,8	117 192
Дальневосточный	6 989,6	159 296

Исследования гидрогеологов показывают, что значительные ресурсы находятся в местах развития карста, в породах с высокой открытой пористостью. Трещины, разломы в большинстве своем определяют фильтрационную способность пласта коллектора. Это характерно для структур горноскладчатых областей: Урал, Кавказ, Алтай, Памир, Тянь-Шань, Саяны, Хинган, Сихотэ-Алинь. Дебиты скважин в этих регионах достигают сотен и тысяч литров в секунду. Отбор пресной воды из подземных горизонтов разный и определяется геологическими возможностями структур. Отбор эксплуатационной подземной воды в России распределяется по регионам следующим образом (табл. 10.7). В европейской части России берут 72,5 % от всех эксплуатационных запасов — 568×10^6 м³/сут.

Таблица 10.7

Отбор пресной воды из подземных горизонтов (Недра России, 2001, с. 459)

Регион	Отбор воды, $\times 10^6$, м ³ /сут.	Регион	Отбор воды, $\times 10^6$, м ³ /сут.
Центральный	3,4	Тюменская область	0,95
Тульская область	0,8	Алтайский край	0,75
Воронежская область	1,9	Мурманская область	0,008
Краснодарский край	1,6	Новгородская обл.	0,046
Татарстан	1,17	Астраханская область	0,004
Башкортостан	1,4	Калмыкия	0,058
Оренбургская область	0,8		

Из этой таблицы видно, что ряд регионов не обеспечены эксплуатационными запасами пресных подземных вод. Недостаток пресных вод восполняется водами

повышенной минерализации, которые в пределах России приурочены в основном к артезианским бассейнам. Ресурсы вод повышенной минерализации составляют около 510 м³/с (Никитин и др., 1978). В государствах СНГ (Средняя Азия) пресные воды, а также воды повышенной минерализации приурочены к артезианским бассейнам Туранской плиты, палеошельфам, межгорным впадинам и краевым прогибам: Ферганская впадина, Иссык-Кульская впадина, Душанбинский прогиб, Афгано-Таджикская депрессия, Аму-Дарьинская впадина и другие. Запасы воды в них связаны с терригенными и карбонатными коллекторами молодого осадочного чехла и с породами межгорных впадин. Основным признаком артезианского бассейна является наличие областей внешнего водного питания на выходах коллекторских пород на поверхность в гипсометрически повышенных участках структуры, активного стока пластовых вод и разгрузки в пониженных зонах.

Минеральные воды Северной Евразии представляют значительную ценность. По назначению они делятся на лечебные (бальнеологические) и промышленные (используемые в технологических процессах производства и с целью отбора из них полезных компонентов). Выделяется еще одна группа вод, которые употребляются в качестве обогрева помещений и получения энергии — теплоэнергетические и термальные воды. В пределах артезианских бассейнов древних платформ (Восточно-Европейская, Сибирская) широко представлены минеральные воды (Min) без специфических компонентов с минерализацией более 1 г/кг, лечебное воздействие которых определяется их ионносолевым составом (табл. 10.8). Наряду с этим, выделяются бромистые, йодистые, сероводородистые и кремнистые минеральные воды, потенциальные ресурсы которых составляют от 1 до 50 м³/сутки × км². Дебиты скважин с такими водами обычно значительны — 500–600 м³/сутки. Компонентный состав и ресурсы лечебных вод даны в табл. 10.8. Из всех стран Северной Евразии лучше всего эксплуатационными запасами минеральных вод обеспечена Россия, на долю которой приходится 2/3 этих запасов (по состоянию на 2000 г., Недра России, 2001). Большая часть эксплуатационных запасов России (271,9 тыс. м³/сутки) приходится на Северный Кавказ — 99 тыс. м³/сутки.

Таблица 10.8

Компонентный состав и ресурсы лечебных вод некоторых складчатых областей (тыс. м³/сутки) (по Вартагану и др., 1996)

Складчатая область	Компоненты углекислых вод	Потенциальные ресурсы углекислых вод	Компоненты азотных вод	Потенциальные ресурсы азотных вод
Кавказская	CO ₂ , Si (Fe, As, B, Br, I, Rn, H ₂ S)	500	Si (Rn, H ₂ S)	29,6
Алтае-Саянская	CO ₂ , Si (Fe, As, B, Br, I, H ₂ S)	7,5	Si (Rn, H ₂ S)	18,6
Восточно-Сибирская	CO ₂ (Rn, Fe)	20,8	Si (Rn, H ₂ S)	72
Амуро-Буреинская	CO ₂ (Rn, Fe)	0,4	Si (Rn, H ₂ S)	20,9
Сихотэ-Алиньская	CO ₂ (Rn, Fe)	26,6	Si (Rn, H ₂ S)	2,7
Сахалинская	CO ₂ (Rn, Fe)	16,3	Min, Si	9
Курило-Камчатская	CO ₂ , Si (H ₂ S, Fe, As, B, Br, I, Rn)	28	Si (Rn, H ₂ S)	517

Среди других минеральных вод следует отметить воды с повышенным содержанием Fe²⁺, Mn²⁺, NH₄⁺ (Карелия, Урал, регионы Сибири и Дальнего Востока); селеновые воды (провинции: Донецкая, Среднеазиатская и Молдавская); железосодержащие

подземные воды (Мещера, Архангельская область и др.); воды с повышенным содержанием ртути и бериллия (Уральская, Рудно-Алтайская, Забайкальская, Приморская провинции) (Крайнов, Швец, 1992). Для ряда бассейнов тип воды отражает влияние рудных месторождений: воды преимущественно силикатные, сульфидные и окисные. На присутствие элементов в водах оказывает влияние тип месторождений (медноникелевые, медноколчеданные, полиметалл-лищеские, меднокобальтовые, барнитхалькопиритовые, медно-молибденовые, сурьмяные, ртутные, ураносульфидные, золото-сульфидные, олововольфрамовые, бериллиевые, боровые, оловянные и др.). Данные воды получили название рудничных. Потенциальные ресурсы рудничных вод известны для каждого месторождения и в XXI в. эти воды явятся объектом для выделения Cu, Pb, Hg, Sb, Fe, Mn, Mo, Se, Co, Ba, Ni, Au, As, Al, Wo, Sn, Ti, Vi, Bi, Cd и других элементов в промышленных количествах. В рудничных водах содержание элементов определено от десятков до сотен мг на литр.

Промышленные воды. В настоящее время установлено, что промышленные воды распространены практически повсюду, но более всего — в платформенных и складчатых областях. На платформах они связаны с артезианскими осадочнопородными бассейнами, носят сингенетический характер (в меньшей степени эпигенетический) и приурочены к гидродинамической зональности затрудненного и застойного водного режима. Как правило, они расположены ниже зоны активного водообмена. В зоне затрудненного и застойного (главным образом) режимов подземный сток проявляется только в масштабе геологического времени. Зона эта характеризуется наличием ряда физикохимических процессов (обменные процессы, диффузия, сорбция и др.), формирующих специфический химический состав подземных вод. Все эти процессы в сумме создают сильносоленые воды (минерализация вод 20–35 г/кг) и рассолы (минерализация вод более 35 г/кг). Специфика химического состава вод заключается в преобладании одного или нескольких компонентов. Значительные ресурсы йодных вод характерны для артезианских бассейнов Западной Сибири. Крупными запасами соленых йодных вод характеризуются артезианские бассейны на Скифской, Туранской плитах, на Сахалине, в Афгано-Таджикской депрессии и др. Сильносоленые воды артезианских бассейнов наряду с йодом содержат бром и относятся к йодобромным: краевые прогибы — Предкавказский, Предкопетдагский, Предуральский и др. Выявлена закономерность — с глубиной залегания водоносного горизонта наблюдается увеличение солености воды и чаще отмечаются йодобромные воды: Тимано-Печорский, Среднерусский, Прикаспийский артезианские бассейны. По данным глубокого бурения (глубины скважин более 4 км) минерализация вод возрастает до 250–350 г/кг. Во многих бассейнах наряду с йодом, бромом выделяются компоненты стронция, бора, калия, меди, цинка, свинца. В некоторых бассейнах значительными величинами редкоземельных элементов и тяжелых металлов отличаются воды галогенных формаций (Ангара-Ленский, Тунгусский, Предуральский, Прикаспийский, Душанбинский, Предпамирский и др. бассейны). Значительными потенциальными ресурсами промышленных вод обладают структуры современного вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса, а также геологические структуры Средиземноморского альпийского складчатого пояса. Для структур современного вулканизма в водах характерна концентрация лития, щелочноземельных элементов. Почти на всех нефтегазоносных структурах Северной Евразии в водоносных горизонтах отмечено наличие тяжелых элементов в повышенных количествах: никель, ванадий, стронций, рубидий и др. По расчетам Г.С. Вартапяна экономика России полностью обеспечена рядом элементов (Li, B, I, Br, Sr, Cs, Rb и др. редкими).

Например, на Краснокамском месторождении в год добывают до 300 т брома и 4,6 т йода, а на Славянско-Троицком месторождении в Краснодарском крае — до 38,5 т йода (Недра России, 2001).

Теплоэнергетические минеральные воды широко представлены в регионах Северной Евразии. Основное их количество выявлено в зонах развития современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова). Так, на Курильских островах суммарные запасы термальных вод с температурой до 100 °С превышают 500 тыс. м³/сут. К перспективным районам относятся некоторые системы обводненных разломов Байкальского массива. К другим известным регионам относятся артезианские бассейны с термальными водами от 100 до 150 °С: Западная Сибирь, Предкавказье, Кавказ, Памир, Южный Тянь-Шань, Алтай и др. Значительными тепловыми ресурсами характеризуются воды нефтяных месторождений. Они, как правило, имеют высокую минерализацию (в основном до 35–40 г/кг) и большую температуру — от 40–70 °С и до 120–150 °С. К перспективным районам с температурой пластовой воды от 35 до 70 °С относятся районы краевых частей Западно-Сибирской плиты (Методы изучения..., 1986). По данным Г.С. Вартапяна и др. (1996) общие потенциальные ресурсы термальных вод России — 1000 м³/сут., тепловая энергия — 1000 Гкал/год, температура вод — 60–90 °С, дебиты до 0,2 л/с, воды соленые гидрокарбонатнохлоридные и хлоридные.

В Восточно и Централно-Камчатском гидротермальных бассейнах температура термальной воды снижается до 80–40 °С, преобладают хлоридные воды, глубина скважин до 1,5–2 км.

Термальные воды трещинного и трещинно-жильного типа приурочены к тектоническим разломам активных зон складчатых областей и межгорных прогибов (Кавказская, Копетдагская, Южно-Таджикская, Ферганская, Иссык-Кульская, Сихотэ-Алиньская, Байкальская, Курильско-Камчатская, Чукотская и др.). Температура этих вод местами достигает 200–300 °С (Камчатка, Курилы). Широкой популярностью пользуются перегретые воды трещинножильного типа (рис. 10.7): Белокуриха на Алтае; Горячий Ключ на Северном Кавказе; Горячинское и Аллинское в Забайкалье; Кульдурское, Бысинское, Анненское и Чистоводное на Дальнем Востоке; Тальское, Таватумское, Матыклейское и Чаплинское на Северо-Востоке; Бол. Киреунское, Анавгайское, Эссовское, Малкинское, Начитинское, Бол. Банное, Паратунское, Мутновское и Паужинское на Камчатке и Горячий Пляж на Курилах.

Термальные воды пластового типа, как уже было сказано, связаны в основном с древними платформами и краевыми прогибами этих плат форм. В составе Восточно-Европейской платформы выделяют ряд артезианских бассейнов с термальными водами: Прибалтийский, Припятский, Днепрово-Донецкий, Волго-Уральский, Московский, Мезенский, Предуральский, Предкавказский. В них до глубин 600–800 м развиты воды преимущественно 20–40 °С, а с глубин 800–1000 м — более теплые. Например, в Днепрово-Донецком бассейне на глубине 1500–1700 м температура вод свыше 60 °С, а при глубинах свыше 3 км температура их увеличивается до 100 и более градусов. Аналогичное изменение температуры пластовых вод отмечается в Прикаспийском и Волго-Уральском бассейнах на глубинах 6–8 км. Следует отметить незначительные дебиты пластовых вод из глубоких скважин (0,1–1 л/с), а учитывая высокую их соленость, использование подобных вод целесообразно лишь в качестве теплоэнергетических.

На территории Восточно-Сибирской платформы выделяют артезианские пластовые воды, приуроченные как к палеозойскому чехлу (Ангара-Ленский, Тунгусский и др. бассейны), так и к мезозойскому (Якутский, Хатангский). В палеозойском чехле

ГЛАВА 10.

термальные воды расположены на глубинах свыше 3 км (температура воды превышает 50–60 °С), а в мезозойском чехле — в основном на глубинах до 2–3 км. Газовый состав вод преимущественно метановый, воды соленые и сверхсоленые (рассолы).

Особо следует остановиться на термальных водах молодых платформ. Они приурочены к артезианским бассейнам и залегают сравнительно неглубоко (2–3,5 км). Основные ресурсы термальных вод связаны с плитами: Скифской, Туранской, Западно-Сибирской. Наиболее известные артезианские бассейны: Причерноморский, Азово-Кубанский, Кумо-Манычский, Терско-Каспийский, Мангышлакский, Предкопетдагский. Температура пластовых вод достигает 190–200 °С, соленость свыше 35 г/кг.

В пределах Западно-Сибирской платформы воды артезианских бассейнов разнообразны по солености и по температуре. В центральных и южных частях территорий температура воды варьирует от 50 до 100 °С и выше при глубинах скважин от 1,5 до 3–4 км. По составу воды гидрокарбонатнохлоридные и хлоридные, газы вод азотнометановые и метановые, местами углекислые. С глубиной дебиты скважин снижаются.

Термальные воды пластового и пластово-трещинного типа: межгорные артезианские бассейны Алтае-Саянской складчатой области, Байкальской складчатой области; Забайкальской, Алданской; Амуру-Буреинской; Сихотэ-Алиньской; на крайнем северо-востоке России: Камчатке, Сахалине и в других местах. В Тувинской впадине из неогеновых отложений получен приток термальных вод с температурой до 50 °С с глубин 800–1500 м с дебитом до 8 л/с. На всем протяжении Монголо-Охотского складчатого пояса из артезианских бассейнов получены притоки термальных вод с температурой до 90 °С и дебитами до 6 л/с. Пластовые и трещинные термальные воды характерны для регионов Камчатки, Сахалина и Курил. Здесь наиболее известны термальные воды следующих бассейнов: Северо-Сахалинский, Поронайский, Сусунайский, Татарский. Глубина водоносных горизонтов — 3 км, температура воды — 70–100 °С, состав вод — гидрокарбонатнохлоридные. На Камчатке выделяют несколько бассейнов термальных вод: Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский с водами пластового и пластовотрещинного типа. Глубины водоносных горизонтов в Западно-Камчатском бассейне — 1,5–3 км (Недра России, 2001, с. 144).

Месторождения термальных вод с высокой температурой стали использовать в качестве источников электроэнергии. Паужинское гидротермальное месторождение вырабатывает до 11 МВт электроэнергии, Якутское месторождение рассчитано на проектную мощность до 200 МВт электроэнергии. Из других термальных месторождений по выработке электроэнергии широко известны Мукачевское в Закарпатье, Тарумовское в Дагестане и Каясулинское в Ставрополье.

В заключение обзора ресурсов пресных и минеральных вод, промышленных, термальных вод и георесурсов Северной Евразии следует отметить, что процесс открытия этих богатейших и крайне необходимых обществу вод и энергии только набирает силу. Страны СНГ до настоящего времени живут за счет потенциала подземных вод, открытого геологами прошлых лет, который предстоит нарастить в начале и в середине XXI в. Геологические условия для такого прогноза имеются. Это наличие подвижных поясов: Средиземноморского, Тихоокеанского и Урало-Монгольского с тектонической активностью, минеральной флюидонасыщенностью и значительными геотермическими ресурсами.

10.6 МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

На территории Северной Евразии многолетняя мерзлота (многолетние мерзлые горные породы) имеют широкое распространение в ее северной части, на северо-востоке, а также в горных странах. В России площадь распространения многолетних мерзлых горных пород довольно велика — 66 % всей территории страны (или 11 млн км²). Зона распространения многолетних мерзлых горных пород носит название **криолитозоны** (криосхолод) или область подземного оледенения. Основной причиной криогенеза являются термодинамические изменения на поверхности Земли, т.е. многолетними циклами охлаждения — нагревания, промерзания, протаивания. Современный криогенез охватывает позднекайнозойский этап в истории Земли, в процессе которого возникла современная многолетняя мерзлота. Интересно раннее сообщение ленских воевод П. Головина и М. Глебова (1640–1643 гг.), которые сообщали в Москву, что в районе Якутского острога «...земляде, государь, и среди лета вся не растаивает, и потому здесь... по сказкам торговых и промышленных служилых людей хлебной пашни не чаять». В 1827 г. на этом месте инженер Ф.Шергин вырыл колодец глубиной 116 м, а воду так и не вскрыли, и только в наши дни установили, что вода располагается ниже отметки 450 м (под многолетней мерзлотой). Понятие криолитозоны было введено в науку в 1955 г. советским ученым П.Ф. Швецовым, дальнейшее развитие получило в работах М.И. Сумги на, П.А. Шумекого и др. ученых. Была составлена карта многолетней мерзлоты Северной Евразии (рис. 10.7).



Рис. 10.7. Распространение многолетней (вечной) мерзлоты на территории бывшего СССР

Область распространения многолетнемерзлых пород Северной Евразии занимает 56 % ее территории (в рамках бывшего СССР). В южной части России (Прибайкалье и

ГЛАВА 10.

Забайкалье) многолетнемерзлые породы распространены местами, выше к северу уже 60 % территории занято многолетней мерзлотой, а еще выше — 80 %. Для многомерзлых горных пород характерна зональность, она также сохраняется и на глубину. Мощность промерзлой зоны меняется от 5 до 15 м на юге до 700–900 м и даже местами до 1000–1500 м (Арктические острова). На отдельных регионах выделяется реликтовая криолитозона на глубинах 100–200 м мощностью 200 м и более. В горных районах криолитозона характеризуется вертикальной зональностью и мощностью от 0–100 м и до 100–400 м (в Алтае, Саянах и в других горах). Основой многолетней мерзлоты является замерзлая вода. В зависимости от количества пустот в породе, занятой замершей водой, выделяют льдистость зоны мерзлоты. Которая колеблется от единиц процентов до 90 % общего объема породы. На равнинах льдистость больше, чем в горах, по причине преобладания рыхлых и менее плотных горных пород. В горах больше пород плотных, скальных и мерзлота преимущественно занимает трещины и каверновые пустоты.

Многолетняя мерзлота имеет четкую границу. Южная граница многолетней мерзлоты начинается от центральной части Кольского полуострова, далее на восток пересекает Восточно-Европейскую равнину близ полярного круга, проходит по Северному Уралу, сворачивает к югу (до 60° с. ш.) и далее идет вдоль р. Оби — к северу до устья Северной Сосьвы, по южному склону Сибирских Увалов и Енисею по р. Каменная Тунгуска и границе с Казахстаном, охватывают южные горы Сибири и уходит в Китай. На Востоке граница проводится от Амура к устью р. Селемджи и далее к устью Амура. На всех арктических островах выявлена многолетняя мерзлота. Ее много в Восточной Сибири, на полуостровах Ямал, Гыданский и на Камчатке. Горная, или альпийская, мерзлота есть не только в горах Южной Сибири, на Тянь-Шане, Памире, но даже на Кавказе. Температура в криолитозоне разная по площади и в глубь. Например, температура мерзлого грунта в районе г. Воркуты –0,5... –1 °С. Мощность мерзлого грунта не велика — 25–30 м, температура мерзлоты с островами талого грунта –2... –6 °С. Самые низкие температуры мерзлых пород отмечены на полуострове Таймыр (–12... –14 °С) и в пределах Станового хребта.

Значение многолетней мерзлоты велико. В ней сосредоточено около 2 % замерзшей воды, т. е. резерв для будущих поколений людей. Многолетнемерзлые породы рассматриваются как природные холодильные камеры для сохранения продуктов питания государств, а также инженерные сооружения по захоронению вредных отходов.

Современное оледенение

Современные ледники занимают на территории Северной Евразии около 80 тыс. км² в том числе 60 тыс. км² ледники России. Основная часть ледников России приходится на арктические острова и менее на горные области (Памир, Алтай, Тянь-Шань, а также Кавказ (включая зарубежную часть)). По подсчетам Л.Д. Долгушина и Г.Б. Осиповой (1989) на арктических островах насчитывается 1400 ледников, общей площадью 56 125 км², с запасами воды в них – 14 598 км³. следует отметить, что есть предположение о том, что ледники практически в значительной части реликтовые, сохранившиеся с плейстоценового времени. В России ледники выделены во многих регионах: горы Бырранга (96 ледников); Чукотское нагорье (11); Урал (143); Хибин (4); плато Путорана (22); хр. Орулган(74); хр.Черского (372); хр.Сунтар-Хаята (208); Корякское нагорье (1335); Камчатка (405); Алтай (1499); Кузнецкий Алатау (91); Саяны (107); хр.Кодар (30); Большой Кавказ (1498). В них содержится более 175 км³ воды.

Ледники в большой степени продукт климата. Для образования ледника нужны многие годы. Основные условия образования льда – осадков снега должно быть больше, чем его таяния. Ледники встречаются в горах, а также в северных широтах. Линия выше которой ледники не таят называется хионосферой. Большинство горных ледников Северной Евразии лежит ниже климатической снеговой границы. В северных широтах она около поверхности моря, а в горах Средней Азии на высоте 3000–6000 м, что связывается с большой сухостью климата. В условиях Памира, Кавказа, Алтая, Камчатки, Северо-Востока выделяют ледники горные (альпийского типа) для которых характерны подтипы: ледники долинные (обычно до 2500 м над уровнем моря), каровые ледники (по размеру небольшие — до 1 км²), висячие (0,2–0,3 км²) и предгорные. Представителем предгорных ледников является ледник Федченко на Памире, протяженностью 75 км. На Северном Тянь-Шане и Алтае распространены ледниковые покровы (или плоскогорные). На долю ледников горных в Северной Евразии приходится около 25 тыс. км² ее территории. По количеству ледников в Северной Евразии ведущее положение занимает Средняя Азия. Здесь насчитывается более 2,5 тыс. крупных ледников. Площадь горных оледенений в России небольшая (около 3,5 тыс. км²). Наиболее крупные горные ледники в России расположены на Кавказе (993,6 км²), Алтае (910 км²) и Камчатке (874 км²). Сравните протяженность самого известного на Памире ледника Федченко (75 км) и крупного (протяженного) ледника в России — Богдановича (17,1 км). На Кавказе выделены также протяженный ледник Безенги — 17,6 км (в бассейне р. Терек). Площадь оледенения на Кавказе около 1800 км² (в том числе российская часть около 994 км²). Преобладающие типы ледников Кавказа — долинные и каровые. На Урале ледники не большие, преимущественно сосредоточены на Северном Урале (горы Народная, Хайма, Сабля и др.). Площадь, занимаемая ледниками на Урале всего 28,7 км². На Алтае ледники располагаются ниже ледников Памира (2400–2800 м), вследствие более сурового и влажного здесь климата. Общая площадь, занятая ледником на Алтае составляет около 910 км². Известные ледники на Алтае — Катунский, Барельский и Менсу. По типу преобладают ледники каровые и висячие, по площади самые крупные — долинные ледники. В Средней и Восточной Сибири оледенение развито местами. Например, на хр. Черского площадь оледенения составляет 155 км², а на хр. Сунтар-Хаята — 201 км², в Корякском нагорье более 291 км². Здесь ледники расположены не высоко (1600–2000 м), преобладают долинные и каровые ледники. В Саянах известны небольшие ледники (площадь до 34 км²) в Кызыр-Казарском и Мунту-Сардынском районах. В Забайкалье ледники представлены главным образом на Кодарском хребте (18,8 км²).

Таким образом, анализ современного арктического и горного оледенения Северной Евразии показывает на широкое распространение ледников, достаточно больше их объемы, рассматриваемые в качестве законсервированной пресной воды для будущих поколений людей, могущей быть использованной для питьевых и хозяйственных нужд.

ГЛАВА 11.

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ

11.1 ГЕОГРАФИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА.

На территории Северной Евразии четко выражена зональность почв. Наиболее широко развито полярное и бореальное почвообразование, которые охватывают огромные площади в арктическом и субарктическом поясах, а также таежные пространства и обширную зону многолетней мерзлоты (рис. 11.1). Более половины территории занимают тундровые, подзолистые, подзолистоболотные, дерновоподзолистые, дерновые, мерзлотно-таежные и торфяноболотные почвы. В лесостепной и полупустынной зонах развито суббореальное почвообразование с преобладанием черноземов, каштановых, бурых пустынно-степных почв и солонцовых комплексов. Субтропическое почвообразование присуще межгорным равнинам Закавказья и подгорным территориям Средней Азии.



Рис. 11.1. Типы почв холодных регионов

Северная Евразия имеет значительные горные территории. Это пояс южных гор от Карпат, Крыма и Кавказа до Памиро-Алая и Тянь-Шаня, и далее — до гор Южной Сибири, Дальнего Востока и Северо-Восточной Сибири. В средней части между Азией

и Европой простирается древний меридиональный Уральский хребет. Горы занимают до 30 % всей территории Северной Евразии. В них проявляется растительнопочвенная поясная вертикальная дифференциация. Все это усложняется гумидными и аридными условиями территории и склонов с разной экспозицией. В целом можно сказать, что в нижних поясах южных горных систем преобладают пустынные и степные почвы, в средних, более гумидных, поясах — лесные подзолистые, серые, бурые почвы, а в субальпийском поясе — луговые и горнотундровые почвы.

Почвы арктической и субарктической зон. Арктическая зона занимает самые северные побережья и отличается крайне суровым климатом. Зима длится 9–10 месяцев, почвы оттаивают на 2–2,5 месяца на глубину до 30–50 см. Субарктическую зону делят на арктическую, типичную (кустарниковую) тундру и лесотундру. С запада на восток выделяются почвенные провинции — Кольская, Канинско-Печорская, Северо-Сибирская и Чукотско-Анадырская.

В полигональной и моховолишайниковой тундре распространены глеевые и торфяноглеевые почвы с неглубоким и слабо дифференцированным профилем. Здесь широко развиты процессы солифлюкции, выпучивания грунтов, вымораживания растворов, крупных обломков пород, образования морозобойных трещин.

В субарктической зоне чаще встречаются тундровые глеевые оподзоленные и торфяные почвы. Оподзоленные почвы формируются под ивняковоерниковой (кустарниковой) растительностью. У них уже достаточно дифференцированный на генетические горизонты профиль, особенно на субстрате легкого механического состава и в условиях хорошего дренажа. Такие почвы наиболее характерны для европейской и западносибирской тундры. Наряду с этим, в субарктической зоне широко распространены болотные почвы. Процесс почвообразования в субарктической зоне протекает в условиях переувлажнения, недостатка тепла и охватывает лишь небольшой слой, оттаивающий летом. В этих условиях идет медленный процесс биологического круговорота веществ, развиваются тундровые торфяноглеевые почвы.

Почвы таежнолесной зоны. Таежная зона занимает более 50 % площади Северной Евразии. Она разделена на три подзоны, на северную, среднюю и южную тайгу, и имеет большие отличия на западе и на востоке. Природные условия и растительность отличаются исключительным многообразием. Почвообразующие породы в равнинных частях зоны представлены, главным образом четвертичными отложениями разного генезиса, — аккумулятивноледниковыми, флювиогляциальными, лессовыми, озерными, аллювиальными. Основные процессы почвообразования — подзолистый, дерновый и болотный. Подзолообразовательный процесс протекает в типичном виде под пологом сомкнутых хвойных формаций с моховым покровом или сплошным опадом. По характеру почвенного покрова и процессов почвообразования в направлении с запада на восток каждая подзона таежной зоны разделяется на пять экологогеографических фаций: 1 — теплую западно- и южно-европейскую; 2 — умеренную восточно-европейскую; 3 — холодную западно- и восточно-сибирскую; 4 — длительномерзлотную восточно-сибирскую и дальневосточную; 5 — холодную влажную тихоокеанскую.

В подзоне северной тайги при низкой температуре даже летом органические остатки разлагаются медленно. Микробиологические процессы подавлены и низкими температурами, а также избыточной влажностью почвы. Широко развит процесс оглеения. На суглинках распространены глееподзолистые и глеевомерзлотные таежные почвы. На зандровых песках и аллювиальных супесях формируются подзолистые и иллювиальножелезистые, иллювиальногумусовые и мерзлотнтаежные оподзоленные почвы. Там, где дренаж слабый и образуются заболоченные территории,

ГЛАВА 11.

преобладают болотноподзолистые и болотные почвы. Пашня в подзоне северной тайги составляет менее 1 %, а свыше 55 млн. га занимают олени пастбища.

В подзоне средней тайги разнообразие хвойных формаций обуславливает пестроту почвенного покрова. Под сомкнутыми темнохвойными еловопихтовыми лесами создается своеобразный микроклимат с ровной суточной температурой, повышенной влажностью воздуха и значительным затемнением. Здесь формируются типичные подзолы. Под светлохвойной тайгой в условиях многолетней мерзлоты подзолообразовательный процесс выражен слабо, поэтому здесь формируются мерзлототаежные почвы. Подзолообразование становится более заметным на породах легкого механического состава с более глубоким расположением горизонта мерзлого грунта. В подзоне средней тайги на карбонатных породах широко развиты дерновокарбонатные и дерно воподзолистые почвы. В переувлажненных экофациях формируются болотно-подзолистые и подзолистые почвы, а в поймах рек — аллювиальные дерновые почвы.

В подзоне южной тайги и смешанных лесов условия почвообразования более благоприятные, достаточно продолжительный и теплый вегетационный период. Биологическая жизнь в почве более активная. В условиях южной тайги и смешанных лесов более богатый напочвенный травостой и повышенная освещенность. Поэтому в верхней части почвенного профиля формируется дерновый горизонт с большим, чем в подзолистом горизонте, содержанием гумуса, азота и питательных элементов. Развитие корневых систем трав обеспечивает образование мелкокомковатой структуры почвы с улучшением ее воднофизических свойств. Под лесами с травянистым покровом и суходольными лугами развиваются дерновоподзолистые почвы. Это основной почвенный фон южных таежных и подтаежных лесов. В подзоне южной тайги площадь пашни увеличивается до 18 %.

В отличие от восточно-европейской тайги и тайги Западной Сибири, в Восточной Сибири широко развиты выходы древних коренных пород, известняков, мергелей, доломитов и т. д. с пестрой окраской (малиновой, кирпично-красной и проч.). На элювии этих пород, богатых карбонатами, развиваются своеобразные по профилю дерновокарбонатные почвы. На Курилах и Камчатке встречаются пеплововулканические почвы.

На крайних форпостах Северной Евразии, в предгорьях Карпат (в молдавских Кодрах), а также на юге Дальнего Востока **под хвойно- широколиственными и широколиственными лесами** развиваются бурые лесные почвы (рис. 11.2).

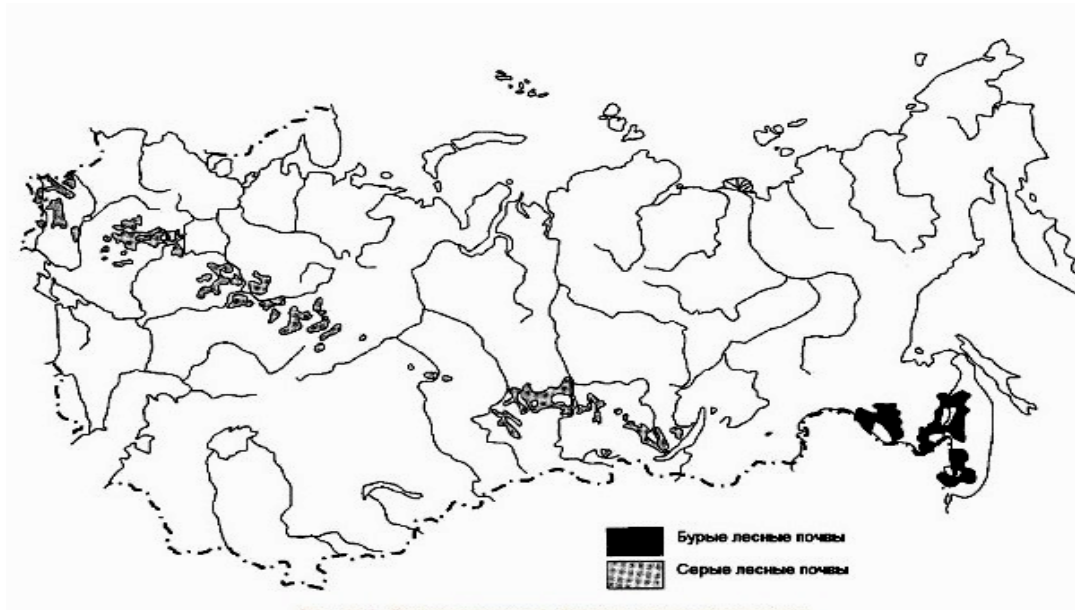


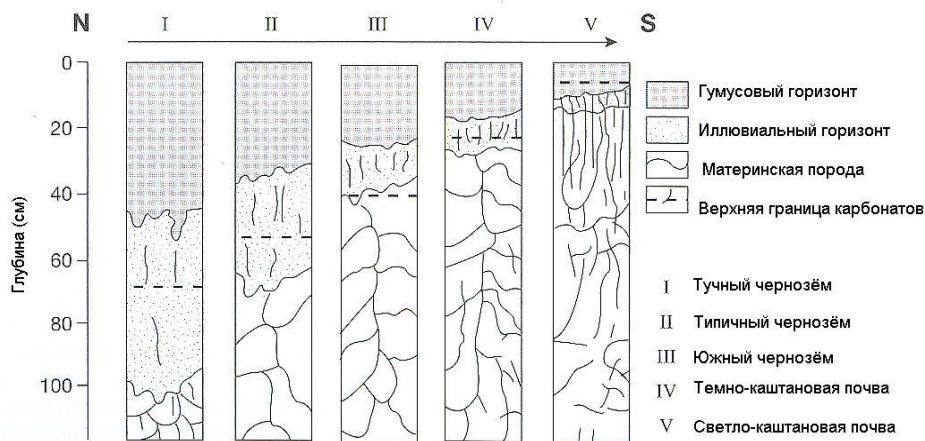
Рис. 11.2. Распространение бурых и серых лесных почв

Природные условия Карпатской и Дальневосточной провинций бурых лесных почв во многом сходны, но резко отличаются по климатическим условиям зимнего отрезка времени. В Карпатах мягкая, короткая зима, теплое влажное лето. На юге Дальнего Востока — муссонный климат с влажным теплым летом, но с продолжительной и суровой зимой. Здесь почвы промерзают на глубину до 2–3 м. Бурые лесные почвы Дальнего Востока в Амурской области и на юге Приморского края занимают обширные предгорные и межгорные равнины со слаборасчлененным рельефом. Почвы формируются на элювиальноделювиальных и аллювиальных отложениях глинистого и суглинистого механического состава. Профиль бурых лесных почв морфологически и химически слабо дифференцирован на генетические горизонты.

Почвы лесостепной и степной зон являются наиболее плодородными и ценными для сельского хозяйства. У них полноразвитый профиль, высокое содержание гумуса. Но свойства этих почв изменяются при движении с севера на юг в пределах этих зон (табл. 11.1, рис. 11.3).

ЗОНАЛЬНЫЕ ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЛЕСОСТЕПЕЙ, СТЕПЕЙ И ПОЛУПУСТЫНЬ

Тип почв	Подтип почв	Содержание гумуса в верхней части профиля (%)	Средняя мощность гумусового горизонта (см)	Зональные типы растительности	Природная подзона	Природная зона
Чернозёмы	Подзолистые	5-8	50-80 (до 120)	Широколиственные формации с травяным покровом	Северные лесостепи	Лесостепи
	Выщелоченные	6-10	50-80	Полидоминантные разнотравные луга	Типичные лесостепи	
	Тучные	8-12 до 15	85-120	Полидоминантные травянистые сообщества	Южные лесостепи	
	Типичные	6-10	65-80	Полидоминантные ковыльно-типчаковые степи	Северные степи	Степи
	Южные	4-6	40-50	Ковыльно-типчаковые степи	Типичные степи	
Каштановые почвы	Темно-каштановые	3,5-5	30-50	Ковыльно-типчаковые степи	Южные (сухие) степи	Полупустыни
	Каштановые	2,5-4	20-25		Северные полупустыни	
	Светло-каштановые	1,5-2,5	15-20	Полынно-типчаковыковые и полынно-ковыльно-типчаковые степи	Типичные полупустыни	
	Коричневые почвы полупустынь	1-2,5	10-15	Разреженные полынно-кустарниковые сообщества	Южные полупустыни	



Зональные варианты профилей чернозёмов и каштановых почв

Рис. 11.3. Зональные варианты профилей чернозёмов и каштановых почв

В лесостепной зоне широко развиты серые лесные почвы. Они формируются в лесных сообществах, сложенных липой, дубом, вязом, кленом, ясенем. В этих сообществах, как правило, хорошо выражен травянистый покров. В Сибири серые лесные почвы встречаются под березняками, осинниками, а также лиственничными лесами, не связанными с многолетней мерзлотой. В таких лесах бывает обильный осенний опад с большим содержанием азота. Биологическая жизнь и круговорот веществ в условиях лесостепи протекают активно. Пространственно серые лесные почвы расположены южнее подзоны дерновоподзолистых почв и севернее выщелоченных черноземов. В ландшафте выщелоченные черноземы залегают на склонах и шлейфах склонов, а серые лесные почвы занимают водоразделы. Среди вариантов можно выделить серые лесные и темносерые почвы на покровных и лесовидных суглинках Среднерусской возвышенности, серые лесные почвы на делювии красноцветных глин Приуралья. Здесь же — серые лесные и луговочерноземные почвы на элювии красноцветных приуральских глин.

В лесостепной и степной зонах наиболее распространены черноземные почвы (рис. 11.4). Они тянутся сплошной полосой от Причерноморья до Алтая, а восточнее встречаются отдельными массивами в степях Забайкалья.

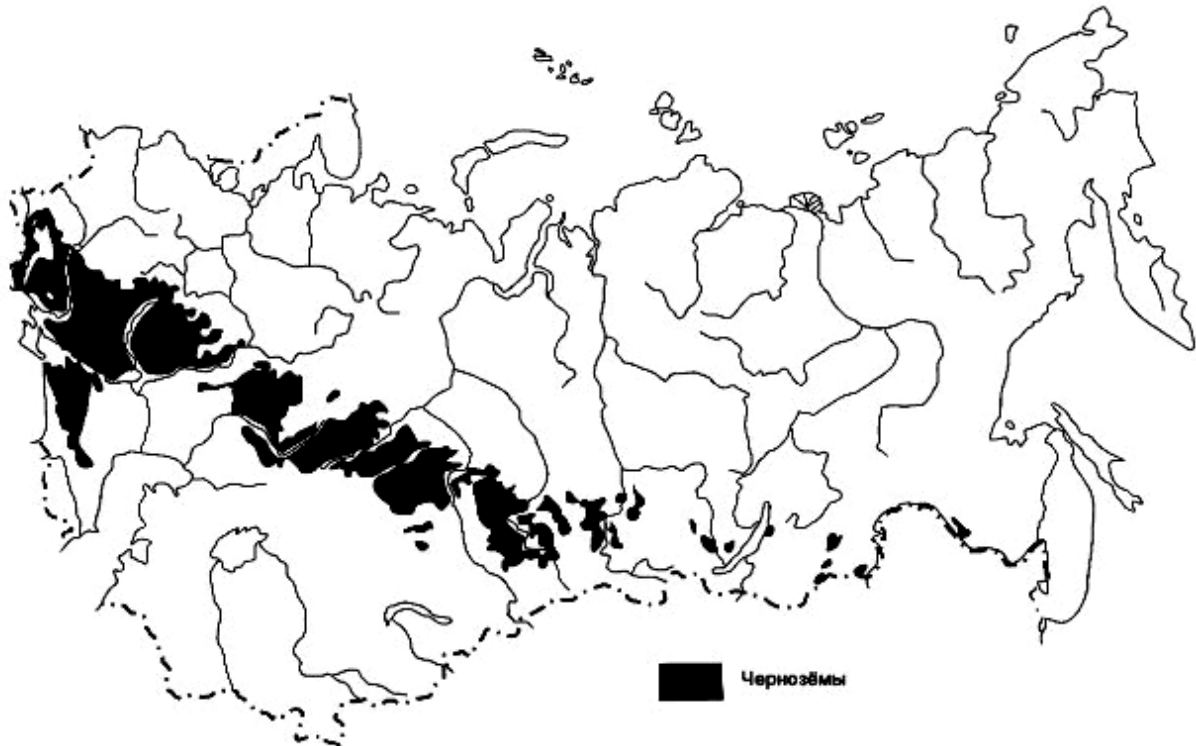


Рис. 11.4. Распространение черноземов

В европейской части зона черноземов наиболее широкая и составляет 1000–1200 км. За Уралом, где степи испытывают влияние холодного континентального климата Сибири, черноземная зона заметно сужается. Здесь черноземы занимают юг Западной Сибири, север Казахстана, Алтайский и Красноярский края. В Забайкалье — в межгорных котловинах, занятых степями с монгольскими элементами флоры. Пространственно характер черноземов меняется. По мере продвижения с запада на восток увеличивается сухость и возрастает континентальность климата. Монгольско-Сибирский антициклон делает зимы более суровыми. На большей части территории, где преобладают черноземы, рельеф носит равнинный или слабоволнистый характер. Черноземы отличаются высокой активностью микробиологических процессов весной и ранним летом. В это время хорошо прогревается почва и в ней достаточные запасы влаги. Черноземный тип почвы подразделяется на пять основных подтипов.

Черноземы оподзоленные и выщелоченные приурочены к лесостепной полосе. *Черноземы типичные* — в лесостепной зоне Украины. У них наиболее мощный гумусовый горизонт, особенно в верхней части. *Черноземы обыкновенные* связаны со степями. *Черноземы южные* распространены в наиболее засушливых вариантах степной растительности. Кроме подтипов выделяются фациальные группы черноземов. Черноземы теплые южноевропейские (Молдавия, Украина, Предкавказье); черноземы умереннотеплые (от Днестра до Урала); черноземы холодные западно и среднесибирские (между Уралом и Енисеем); черноземы восточносибирские (межгорные понижения гор Южной Сибири).

Почвы зоны сухих степей. Зона сухих степей сравнительно узкой полосой протянулась от северного побережья Черного и Азовского морей к Нижней Волге и

ГЛАВА 11.

Уралу, по югу Казахского мелкосопочника. Почвы развиваются на карбонатных лессовидных суглинках или (Мугоджары, Тургайское плато) на элювиальноделювиальных отложениях коренных пород. Климат засушливый континентальный. Растительность — полыннотипчакковая степь с заметным участием проникающих сюда пустынных эфемеров и геофитов. Преобладающими здесь становятся темнокаштановые, каштановые и светлокаштановые почвы.

Почвы полупустынной и пустынной зон. Территориально они простираются от правобережья Волги и тянутся в широтном направлении через Казахстан. Здесь преобладают бурые полупустынные почвы, которые формируются на легких суглинках и супесях древнеаллювиальных и морских осадков. Климат сильно засушливый, континентальный. Количество осадков не превышает 125–250 мм. Весна и осень теплые и сухие, лето жаркое и длинное, зима короткая малоснежная. Сомкнутость очень бедного травяного покрова составляет 30–40 %. Малогумусность (1–2 %) и солонцеватость являются зональными признаками бурых почв полупустыни (рис. 11.5)

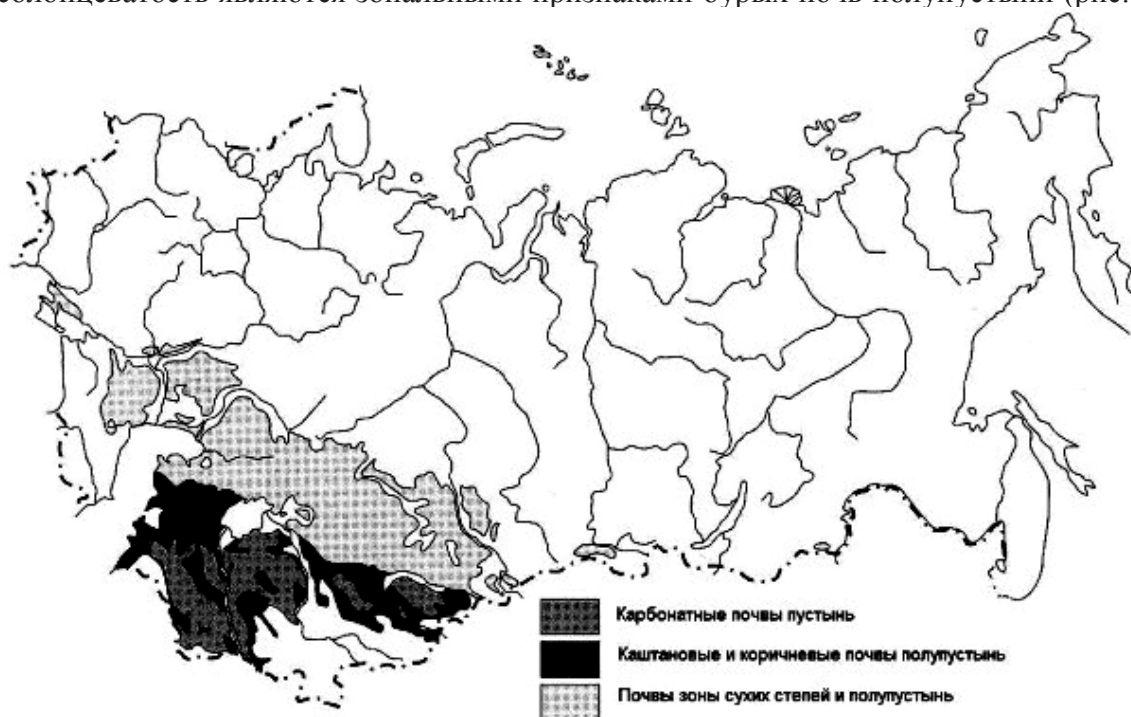


Рис. 11.5. Типы почв аридных регионов

Пустынная зона отличается исключительной аридностью климата. Зона занимает значительную часть Туранской низменности с Приаральскими пустынями, Каракумы и Кызылкумы, плато Устюрт, пустыню Бетпак-Дала. Почвообразовательный процесс здесь короткий и прерывистый. Весна короткая, бурная с быстрым прохождением всех фенологических фаз растений, с активной биологической жизнью. С наступлением жаркого, сухого и продолжительного лета биологические процессы в почве практически полностью затухают. Зональный тип здесь представлен серобурыми почвами. Но в целом почвенный покров носит комплексный характер, т. к. серобурые почвы имеют много вариантов: серобурые солонцеватые, засоленные, такырные, появляются солончаки, пустынные песчаные почвы, перевейные пески. Около озер, в поймах и дельтах рек часто встречаются солончаки и засоленные луговоболотные почвы.

Почвы субтропических степей— эфемеретума распространены в предгорных районах Средней Азии и в долинах Восточного Закавказья. Зимы здесь мягкие с

температурой января до 4 °С, непродолжительные, осадков выпадает 200–300 (400) мм, преимущественно в зимневесеннее время. Лето жаркое, бездождное. Основной зональный тип почв — сероземы. Они занимают наклонные предгорные равнины, речные террасы, холмогорья — адыры до абсолютных высот 1200–1600 м, т. е. низкую ступень в системе вертикальных почвенных поясов Средней Азии. Основные почвообразующие породы — лессы и лессовидные суглинки, массивы которых поднимаются до высоты 2000–2500 м. В Восточном Закавказье сероземы формируются на тяжелых суглинках древнеаллювиального и делювиального генезиса. Светлые и типичные сероземы имеют мало гумуса, профиль слабо дифференцирован на генетические горизонты.

Влажные субтропики имеются в Западном Закавказье и на склонах Талышских гор в Ленкоранской долине. Осадков выпадает до 1000–2500 мм, главным образом осенью и в зимневесеннее время. Среднегодовая температура составляет 13–15 °С, в январе — до 7 °С. Наиболее характерные почвы влажных субтропиков — красноземы и желтоземы и их подзолистые варианты, нередко — глеевые почвы. Красноземы обладают хорошо выраженной зернистой структурой благодаря высокому содержанию железа, аморфных гидроокислов. Зернистая структура обуславливает хорошие воднофизические свойства, водопроницаемость и аэрацию. Желтоземы формируются на желтоземной коре выветривания кислых и средних пород с большим количеством (до 55–65 %) кремнезема и полуторных окислов (25–30 %). Все почвы желтоземного типа имеют менее благоприятные воднофизические свойства, чем красноземы.

Почвы горных областей. Горные территории Северной Евразии занимают огромные пространства, более 32 % общей площади. Разнообразие природных условий, изменяющихся пространственно и по вертикали гор, обусловило исключительное разнообразие почв (табл. 11.2). По генетическим признакам почвы горных областей сходны с почвами равнинных территорий, но отличаются маломощным профилем. Они формируются на маломощных элювиальноделювиальных отложениях склонов. Вертикальная зональность почв начинается с предгорного почвенного типа.

В связи с этим в северных горах меньше вертикальных почвенных поясов, чем в южных горах. Наиболее полно вертикальные пояса почв представлены на Кавказе, в горах Северного Тянь-Шаня, на Алтае, т. е. в таких горах, где четко дифференцирована вертикальная поясность растительности, в которой центральное место занимает лесной пояс.

Почвы горных областей (Атлас почв СССР, 1974)

Название почвы	Площадь, млн га	% от площади горных областей
Горные тундровые	167,5	25,6
Горные подзолистые и горные мерзлотно-таёжные	338,5	52,0
Горные мерзлотно-таёжные карбонатные	32,3	4,9
Горные дерновые субарктические	9,3	1,4
Горные серые лесные	16,2	2,4
Горные дерново-карбонатные	1,6	0,4
Горно-луговые	15,3	2,3
Горные бурые лесные	18,8	2,9
Горные лугово-степные	11,5	1,8
Горные чернозёмы	10,5	1,6
Горные каштановые	12,7	1,9
Горные коричневые	7,6	1,1
Горные серозёмы	4,9	0,7
Высокогорные пустынные	5,1	0,8
Выходы горных пород	0,9	0,2
Всего	652,7	100

Сложное геологическое строение гор обуславливает большое многообразие почвообразующих пород. Сильная расчлененность рельефа и значительные амплитуды высот также влияют на пестроту почвенного покрова гор. Особняком стоят почвы межгорных котловин и высоко поднятых плато Центрального Тянь-Шаня и Восточно-Памирского плато. На высокогорных плато, поднимающихся до 3500–4000 м, развиты пустынно-степные и светлокаштановые карбонатные почвы, часто засоленные или с признаками солонцеватости, нередко — на высокогорной многолетней мерзлоте. В межгорных впадинах на высотах 300 — 1300 м формируются горные сероземы, а на высотах до 1300–3200 м — горные каштановые почвы.

ГЛАВА 12.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ПОКРОВА

Флора Северной Евразии насчитывает более 21 тысячи видов высших сосудистых растений. Число видов в расчете на 100 кв. км закономерно увеличивается с севера на юг и от равнин к южным горам (рис. 12.1).

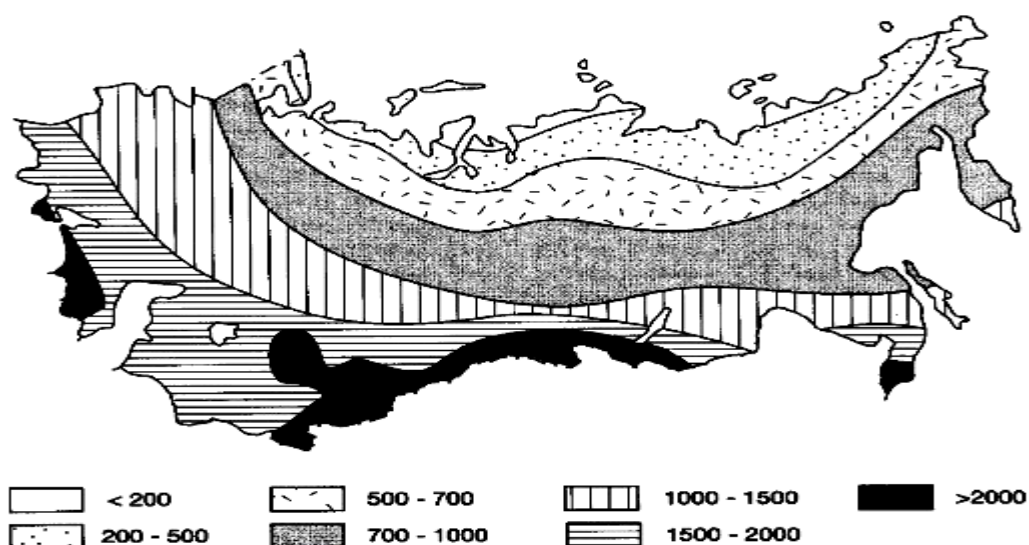


Рис. 12.1. Количество видов сосудистых растений в расчете на 100 км² (по А. Малышеву)

12.1 ГЕОГРАФИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Существует три оси изменения растительности: с севера на юг, от океанов вглубь континентов, а также от подножий гор к их вершинам.

При движении с севера на юг происходит повышение среднегодовой температуры и суммы активных (> 10 °С) температур. Это связано с увеличением радиационного баланса (рис. 12.2).

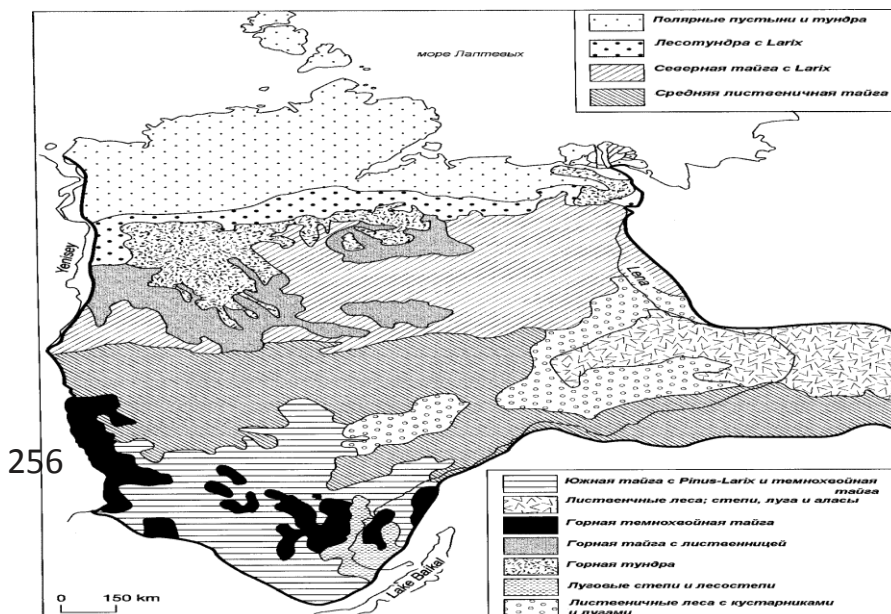


Рис. 12.2. Растительность Средней Сибири (по А. Тишкову)

В этом же направлении изменяется годовая сумма и сезонность выпадения осадков, что и определяет экологические особенности

широтнoзональной структуры растительности. Приведем крайние примеры. В тундре при низком радиационном балансе (≈ 20 ккал/см²) максимум осадков от годовой суммы приходится на календарное лето. Зимой растения уходят в криoанабиоз. На юге Туркмении, в Кура-Араксинской низменности Закавказья (в субтропическом климатическом поясе) отмечается высокий радиационный баланс (до 50–60 ккал/см²), высокие летние температуры и отсутствие летних осадков. Здесь большинство травянистых растений вступают в период вегетации в январе–феврале месяце, но в летний период засухи уходят в анабиоз (термоксеротические условия). Поэтому этот тип растительности (субтропические степи, эфемеретум) иногда называют жаропокоящимися лугами. Активная вегетация растений сдвигается на влажное и относительно теплое зимневесеннее время. Иначе говоря, при движении с севера на юг меняется сезонный ритм развития растительности.

При движении с запада на восток Северной Евразии происходит смена зональной структуры растительности. На *Восточно-Европейской равнине* созданы наиболее благоприятные условия для растительности. Здесь имеется полный спектр широтных зон: тундра, лесотундра, сложно построенная лесная зона с хвойными, смешанными и широколиственными лесами, лесостепь и фрагменты полу-пустынь и пустынь Прикаспия. В *Западно-Сибирском-Казахстан-Среднеазиатском меридиональном секторе* спектр широт несколько расширяется.

Здесь прибавляются хорошо выраженные зоны полупустынь и пустынь умеренного пояса, а также субтропические степи (эфемеретум). В сочетании с ксерофитными деревьями и кустарниками (*Pistacia, Crataegus, Amygdalus, Zygophyllum, Rosa* и др.) они формируют тип формации, именуемый шибляком. В этом секторе, по сравнению с Восточно-Европейской равниной, из-за нарастания континентальности климата, низких зимних температур исчезает зона хвойношироколиственных и широколиственных лесов. Их имитирует в Западной Сибири полоса мелколиственных лесов из березы и осины на луговостепном фоне. Но прибавляются, как отмечалось, зона полупустынь и пустынь умеренного климатического пояса и субтропических степей на лессовом субстрате. Как видно, зональноэкологический спектр широт здесь более разнообразный за счет южных широтных зон, но с потерей зоны хвойношироколиственных и широколиственных лесов.

Восточно-Сибирский меридиональный сектор (от Таймыра до предгорий Саян) существенно отличается от двух предыдущих секторов (рис.12.4).

Климат этого сектора становится резко континентальным с длительной, холодной зимой, повсеместно развитой многолетней мерзлотой, на севере сектора — низкотемпературной и очень глубокой (рис. 12.5). Все это обуславливает сильное упрощение спектра широтных зон растительности: арктические пустыни, тундра, лесотундра и таежная зоны. И хотя степи здесь, как интразональное явление, имеются (Забайкалье, Даурия), зона степей фактически отодвигается в Монголию. Основное пространство, от устья Хатанги до предгорий Саян и Байкальско-Станового нагорья, занимает таежная зона. Внутри таежной зоны этого сектора также заметна долготная дифференциация: в западной части сектора больше развиты темнохвойные леса с елью, пихтой, кедровой сосной, а в восточной части — преобладают светлохвойные лиственничные леса. Элементы широколиственной флоры здесь полностью отсутствуют.

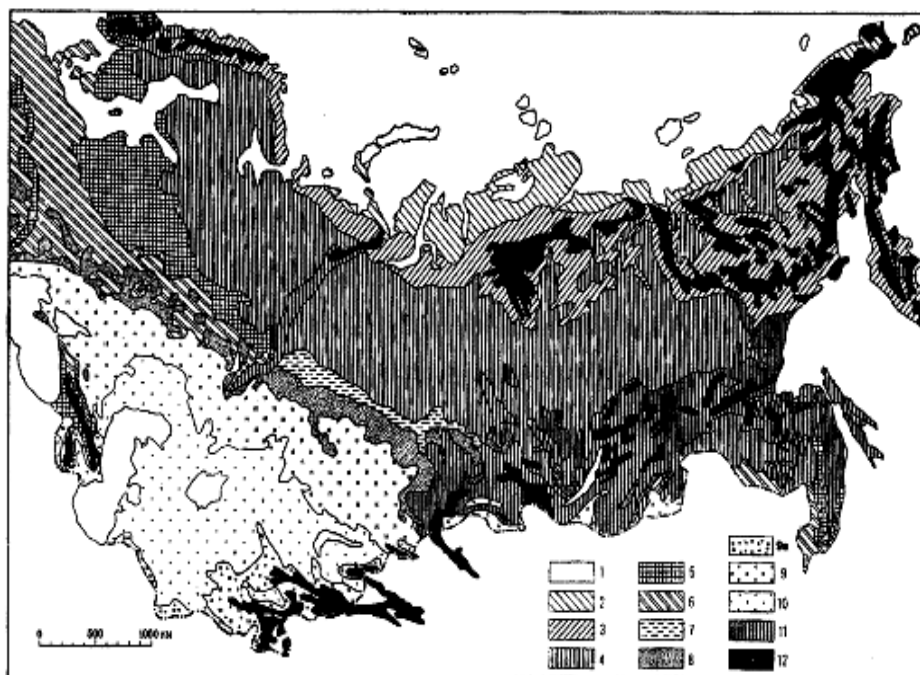


Рис. 124. Зоны растительности Евразии (по Г. Вальтеру, с дополнением) Арктическая зона: 1—арктические пустыни; 2—тундра; 3—кустарниковая тундра и лесотундра. Лесные зоны: 4—бореальная зона хвойных лесов; 5—зона смешанных лесов; 6—зона лиственных лесов; 7—мелколистные лиственные леса. Степи и пустыни: 8—лесостепь, 9—злаковая степь; 9а—субтропические степи (эфмеретум); 10—полупустыни и пустыни; 11—горные хвойные леса; 12—альпийский пояс.

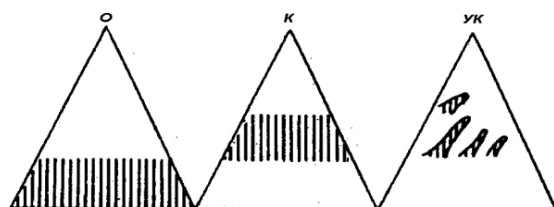


Рис. 12.5. Группы типов высотной поясности:

О—океаническая; К—континентальная; УК—ультраконтинентальная.

Заштрихована лесная растительность (по О. Агаханяцу).

Дальневосточный меридиональный сектор находится под непосредственным климатическим воздействием Восточной Сибири (зимой) и Тихого Океана (летом). Североюжное изменение растительности можно проследить вдоль Охотского и Тихоокеанского побережья. Поскольку Дальний Восток — это главным образом, горная территория, то зональная структура растительности здесь сильно деформирована. Тем не менее можно отметить, от Чукотки до южной оконечности Сихотэ-Алиня намечается смена зональных типов растительности от арктических пустынь к тундре и лесотундре, к лесной таежной зоне с преобладанием ели аянской, с кедровой сосной, лиственницей и другими дальневосточными видами. Но здесь вновь, в условиях приокеанического климата, как на крайнем Приатлантическом форпосте Европы, появляются богатые хвойношироколиственные и широколиственные леса. Отметим, что здесь резко увеличивается видовая насыщенность флоры деревьев и кустарников, в том числе субтропическими видами. В частности, для всего Дальнего Востока насчитывается около 3200 видов высших цветковых растений, из них деревьев порядка 150 видов, кустарников около 230 видов, деревянистых лиан 26, кустарничков около 60 видов. Это обусловлено геологически длительным становлением суши Дальнего Востока, не подвергавшейся сильному охлаждению в ледниковые эпохи, а

также положением на стыке трех флористических областей: Восточно-Сибирской, Даурской, Маньчжурской и Охотской. Степная зона здесь отсутствует.

Таким образом, двигаясь от источника влаги (Атлантики) вглубь континента, происходит заметная секторальная смена спектра широтных зон растительности. Это связано с нарастанием континентальности климата в этом направлении. С приближением к тихоокеанскому источнику увлажнения происходит восстановление зональной структуры растительности, в целом подобной средневропейской. Все эти пространственные закономерности размещения растительных зон хорошо проследить на обобщенной карте растительности Евросибири (рис. 12.6). Каждый из упомянутых секторов имеет свой набор широтных зон, наиболее многообразный в среднем секторе (до 8 зон) и край не сокращенный в наиболее континентальном и холодном Восточно-Сибирском секторе (3 зоны).

Третья ось изменения растительности — вертикальная поясность горных территорий. Известно, что при подъеме в горах на каждые 100 м происходит понижение среднегодовой температуры на 0,5–0,6°С. Кроме того, горы экранируют движение воздушных масс, поэтому наветренные склоны хребтов, как правило, влажнее подветренных. Влагонесущие воздушные массы движутся на разных высотах, поэтому мегасклоны одного обращения получают разное количество осадков у подножий, в средней части и в альпийско-субальпийском уровне. На разных высотах несходна интенсивность ультрафиолетового излучения и т. д. Поэтому растительность гор Северной Евразии имеет очень сложный формационный состав по вертикали, часто не имеющий аналогов на плакоре. Но нужно учесть еще, что состав горной растительности зависит от координат горной страны, от положения гор в широтной зоне, от расстояния от источников влаги и т. д. Согласно классификации О.Е.Агаханянца, поясность гор может быть объединена в группы типов поясности, а

именно в океаническую, континентальную и ультраконтинентальную (рис. 12.5–12.6).

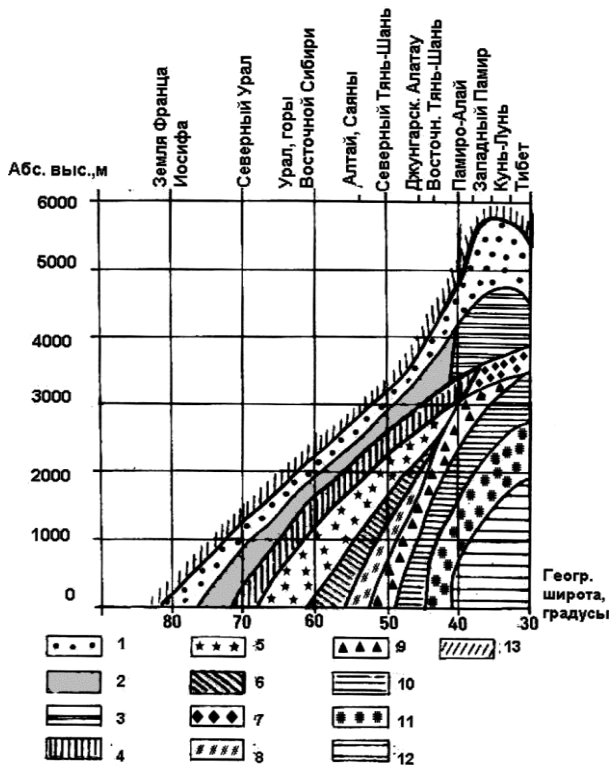


Рис. 12.6. Генерализованная схема высотного положения поясных границ в зависимости от географической широты (из О.Е.Агаханянца). 1— Полярные субнивальные пустыни, криофитон, альпийские луга; 2— горная тундра и гольцы, субальпийские луга; 3— высокогорные пустыни; 4— горные лесотундры; 5— горная тайга; 6— горные широколиственные леса и термофильные кустарники; 7— высокогорные степи, нагорные ксерофиты; 8— горные лесостепи; 9— горные степи, крупно-травный эфемеретум; 10— горные пустыни, крупнозлаковый эфемеретум, степные травстои; 11— полынные горные пустыни; 12— эфемеровоэфемероидные травстои субтропического пояса; 13— высокогорные снега и льды.

(Западное Закавказье, Карпаты, Сихотэ-Алинь). Если лесной пояс расположен в

средней части гор, а у подножий находятся степи, пустыни и т. д., такая поясность отнесена к *континентальной группе* (северный склон Большого Кавказа, Заилийский Алатау, Западный Алтай).

Третья группа поясно-сти, *ультраконтинентальная*, формируется в горах с недостаточным атмосферным увлажнением. В этом случае самостоятельный лесной пояс в горах отсутствует, а древесные формации сосредоточены по долинам рек, где достаточное грунтовое увлажнение (Памир, Внутренний Тянь-Шань, Копетдаг). Каждой группе свойственны свои типы поясно-сти. К одному типу поясно-сти относится растительность с одинаковым набором высотных поясов. Подробно характеристика растительности горных стран будет рассмотрена в особом разделе.

12.2 ЗОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Арктические пустыни занимают крайнее северное положение на континенте (рис. 12.7) Это в основном, острова Российской Арктики и северная оконечность п-ва Таймыр. Часть зоны имеет наземное оледенение. Ледники больше развиты в западном (приатлантическом) секторе Арктики, что обусловлено большей увлажненностью, меньшей континентальностью климата по сравнению с восточным (сибирским) сектором Арктики.

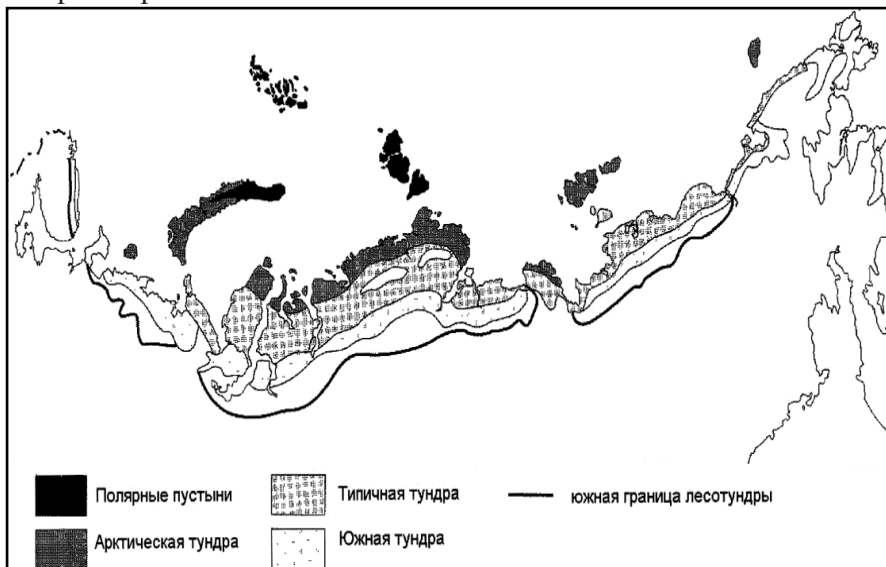


Рис. 12.7. Широтная зональность и флористические провинции Российской Арктики (по М. Шагедановой)

Так, площадь оледенения на Земле Франца Иосифа составляет около 14 тыс. км² при общей площади в 16,1 км², на Новой

Земле более 23 тыс. км² при общей площади 83 тыс. км², на Северной Земле более 18 тыс. км² при общей площади около 38 тыс. км². В восточном секторе, на Новосибирских о-вах, о. Врангеля преобладает многолетняя мерзлота и подземные льды. Площадь, не покрытая льдом, имеет крайне скудную растительность, состоящую из мхов, накипных лишайников, водорослей. Цветковые растения сюда проникают редко.

Тундра. Название происходит от финского слова *tunturi*, что означает безлесное, голое место. Тундра — это зональный тип растительности с господством на плакоре сообществ мхов, лишайников, стелющихся или низкорослых кустарников и кустарничков. Природные условия тундры — это наличие полярного дня и полярной ночи, летом — высокая ультрафиолетовая радиация, короткий вегетационный период, многолетняя мерзлота и слабо оттаивающий горизонт глеевых почв. В настоящее время тундра занимает практически все арктическое побережье Северной Евразии. Г. Вальтер

ГЛАВА 12.

отмечает, что южная граница тундры совпадает с июльской изотермой +10 °С. Флора тундры насчитывает до 450 видов высших растений (табл. 12.1). Но в некоторых случаях число видов намного меньше. Так, на Земле Франца Иосифа их насчитывается около 40, на мысе Челюскина — около 60, на Таймыре — до 280, и лишь в пределах «теплой» тундры Восточно-Европейской равнины оно увеличивается до 450 видов. Преобладающими в тундре являются злаковые, крестоцветные, осоковые, гвоздичные.

Таблица 12.1
Доля (%) видов в десяти ведущих семействах районов тундровой зоны
(по А.И. Толмачеву и О.Е. Агаханянцу)

Семейства	Регионы			
	Новая Земля	Восточная часть Большеземельской тундры	Арктическая Якутия	Восточная часть Чукотки
Злаковые	13,0	13,1	11,1	11,1
Крестоцветные	12,5	5,0	10,0	7,8
Осоковые	9,1	9,6	8,6	11,3
Гвоздичные	8,1	8,0	8,3	7,0
Сложноцветные	8,1	8,9	10,4	8,5
Лютиковые	6,2	5,9	6,2	5,1
Камнеломковые	6,2	3,7	4,8	5,9
Ивовые	4,8	3,9	6,5	3,4
Розоцветные	4,3	4,3	4,8	5,1
Ситниковые	3,8	—	—	—
Норичниковые	—	3,3	4,2	—
Всего	76,1	65,7	74,9	65,2

В составе тундровой растительности преобладают мхи, лишайники, многолетние травы и кустарники, в том числе общие с таежной флорой. Это объясняется тем, что в климатическом оптимуме атлантического периода голоцена (5–6 тысяч лет назад) таежные формации проникали на побережье арктических морей (Баренцева, Карского) (рис. 12.8). За последние 3–3,5 тыс. лет в связи с наметившимся похолоданием, леса вновь отодвинулись к югу, а некоторые травянистые и кустарниковые растения, свойственные тайге, остались в восстановившейся здесь тундре (брусника, костяника, голубика и др.). Поскольку в тундре выпадает малое количество осадков (150–400 мм), главным образом в летнее время, зимой снежный покров на плакоре имеет малую мощность.

Короткое прохладное лето, длинная полярная ночь, низкие температуры зимы, сильные ветры, снежная коррозия создают крайне неблагоприятные условия для растений тундры. Вырабатывается холодостойкость. Такие растения называют криофитами. Часто растения, не успевающие отплодоносить за лето, приспособлены к вегетативному размножению. Кустарники растут очень медленно. Так, арктическая ива (*Salix arctica*) может иметь возраст 150–200 лет, карликовая березка (*Betula nana*) — до 80–100 лет при росте в первые десятки см. Именно благодаря приземистости тундровые растения могут выживать в таких крайне суровых условиях.

Тундра, как элемент зональной растительности, подразделяется на три полосы (подзоны): арктические, типичные и кустарниковые тундры. Южнее от Кольского полуострова до Яно-Индигово-Колымской низменности располагается переходная полоса лесотундры.

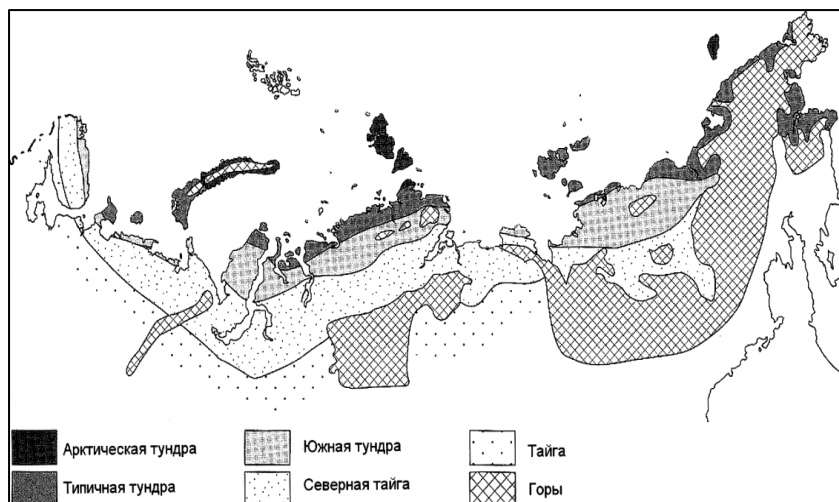


Рис. 12.8.

Распространение растительности в Российской Арктике в эпоху климатического оптимума голоцена (5–6 тыс. лет назад) (по М. Шагдановой и М. Кузнецову).

Арктические тундры занимают по-луострова Ямал, Гыдан, Таймыр, южный о. Новой Земли, Вайгач, острова

Новосибирские, о. Врангеля и локально морские побережья в районе рек Анабар и Колыма. Южная граница арктических тундр ограничивается июльской изотермой 5°C . Ландшафты характеризуются господством полигональных и пятнистых тундр. Здесь появляются зеленые мхи, формируются моховоразнотравные сообщества с участием куропаточьей травы (*Dryas punctata*), злаков (лисохвост, щучка альпийская), осок, мака полярного, незабудки альпийской, камнеломки жгутиковой (*Saxifraga flagellaris*) и т. д. Сомкнутость растительного покрова составляет 40–90 %. На юге арктических тундр изредка появляются маки, ивы, костяника, морошка, брусника, багульник.

Несмотря на малое количество осадков, в арктической тундре в замкнутых западинах формируются заболоченные участки. Это объясняется наличием водоупорного слоя многолетней мерзлоты и летним максимумом от годовой суммы осадков. Мочажины болотных тундр обычно заняты моховопушицевыми сообществами (*Eriophorum vaginatum*, *E. Scheuchzeri*). Следует отметить исключительную приспособляемость растений к холодной и сухой зиме северной полосы тундр (криоксероморфизм). Растения тундры — преимущественно многолетники, многие из них вечнозеленые. Среди них брусника (*Vaccinium vitis-idaea*), клюква (*Oxycoccus quadripetalus*), кассандра (*Cassandra*), багульник (*Ledum palustre*) и др.

В арктических тундрах хорошо прослеживаются провинциальные отличия. В европейских арктических тундрах преобладают разнотравнозлаковые несомкнутые, в том числе кочкарные тундры. В Западной Сибири в этой полосе обычны приморские тундры с участием бескильниц, звездчаток, пушицы, зеленых мхов. На Таймыре широко развиты каменистые тундры с участием новосиверсии ледяной, осоки, кенигии исландской, допунции, незабудки альпийской и т. д. На Чукотке преобладают мохово — лишайниковоивовые арктические тундры. В горах этой полосы тундры, на Новой Земле, в горах Бырранга, на Верхоянском хребте распространены варианты горных полярных пустынь.

Типичная или кустарниковая тундра — это наиболее характерный тундровый ландшафт. Она занимает территорию в глубине континента: Таймыр, Ямал, Гыдан, Югорский п-в, а также территории между реками Яна и Индигирка. Сумма осадков в типичной тундре составляет 350–400 мм, но при движении на восток, до Яно-Индигиро-Колымской низменности, она сокращается до 200 мм. Флористическая насыщенность по сравнению с арктической тундрой увеличивается до 200–250 видов. Многолетняя мерзлота протаивает на 100–150 см. На влажных прогреваемых участках

формируется моховолишайниковокустарниковые тундры. Первый ярус составляют *Betula nana*, *Salix polaris*, *S. reptans*, *S. rotundifolia*. На водоразделах встречается береза растопыренная (*Betula divaricata*), а на крайнем востоке, на Чукотке широко распространен кедровый стланик (*Pinus pumila*).

Особо выделяются кустарниковомоховые тундры с зелеными и сфагновыми мхами и иногда со сплошным покровом яруса кустарников из брусники, голубики, клюквы, шикши, багульника. В сибирской части роль кустарников становится меньшей. Здесь чаще развиваются кочкарниковогипновосфагновые тундры.

По всей подзоне типичной тундры на увлажненных местах встречаются луга с разреженным, но ярким покровом из лютиков, камнеломковых, лисохвоста, кислицы, крупки, незабудки и др.

Южная тундра характеризуется значительным развитием на водоразделах кустарникового яруса высотой до 0,5–1 м. По речным долинам появляются разреженные древесные сообщества из березы Крылова и извилистой. В европейской тундре до Урала — ель сибирская, лиственница сибирская, за Уралом — лиственница даурская (*Larix dahurica*). На Ямале, Гыдане и Таймыре ольха (*Alnus fruticosa*) часто примешивается к ивовым порослям. Бореальные древесные элементы флоры играют важную роль в растительном покрове и делают южную тундру похожей на лесотундру.

Несмотря на малое количество осадков в тундре большие площади занимают болота и мари. В арктической тундре — до 32 тыс. км², а в кустарниковой — до 500 тыс. км². В сибирской части тундры, в Северо-Сибирской, Яно-Индигино-Колымской низменности большую роль играют многочисленные термокарстовые озера.

Лесотундра — это динамический контакт тундры и лесной зоны. Здесь широко развиты и тундровые формации и формации разреженной лесной растительности. Климат лесотундры хотя и континентальный, но более теплый (температура июля — до 12–14 °С) и влажный (сумма осадков до 450 мм). Древесные породы в лесотундре переходят из долин на водоразделы. Они меняются по составу при движении с запада на восток. На Кольском полуострове самые северные редкостойные леса состоят из карельской березы, между Белым морем и Уралом преобладают леса из сибирской ели, между Уралом и Пясиной — из сибирской лиственницы, между Пясиной и верховьями Анадыря — из даурской лиственницы. На крайнем северо-востоке Азии вдоль рек растут лески из благовонного тополя (*Populus suaveolens*), корейской ивы — чозении (*Chosenia macrolepis*) и березы Каяндера (*Betula cajanderi*). На склонах гор — кедровый стланик.

Деревья лесотундры отличаются угнетенностью, что связано с длинной зимой, наличием многолетней мерзлоты, зимой — с сильными морозными ветрами. Высота деревьев обычно 6–8 м. Древесные породы лесотундры, как отмечалось, в климатическом оптимуме голоцена продвигались гораздо севернее, а на месте лесотундры выдвигались формации северной тайги.

Редколесья в лесотундре занимают до 30 % площади, тундровый комплекс — порядка 10 %, а 60 % приходится на азональную растительность — болота, луга, в том числе осоковые.

В лесотундре выделяют несколько основных формаций древесной растительности. *Лишайниковые редколесья* на песчаных и щебнистых почвах. Наземная растительность напоминает лишайниковый покров сосновых боров или же лишайниковую тундру. *Леса — зеленомошники* на глинистых грунтах с покровом из зеленых мхов. Между Уралом и Енисеем встречаются моховые еловые редколесья с березой. В сибирской лесотундре по долинам рек часто встречаются травянисто — кустарниковые

лиственничные редколесья, в которых в качестве кустарникового яруса выступают ивы, тощая береза (*Betula exilis*), смородина, шиповник.

Растительность лесной зоны. *Вводные замечания.* Лесной зоной называют территорию, на плакоре которой деревья сохраняют эдификаторную роль. Многие древесные формации лесной зоны могут продвигаться гораздо севернее или южнее границы зоны по долинам рек. В пределах лесной зоны Северной Евразии собственно лесами покрыто около 8 млн км². Южная граница проходит по 56–58° с. ш. В лесной зоне отличают *типичную тайгу*, в которой господствуют лиственница, кедровая сосна, ель сибирская, пихта сибирская и кедровый стланик. Тайга занимает пространство от Печеры до Сахалина. *Хвойные леса европейской части России* сложены елью европейской и финской, а также сосной обыкновенной (*Pinus sylvestris*) В подлеске часто бывает можжевельник.

Широколиственные леса образованы буком, грабом, видами дуба, клена, липы, ясеня. Они формируют самостоятельную зону на Восточно-Европейской равнине и на Дальнем Востоке (Приамурье и Приморье). На контакте зоны хвойных и широколиственных лесов, особенно на востоке Русской равнины, четко выделяется подзона хвойношироколиственных лесов. Широколиственные леса встречаются также в горах Карпат, Кавказа, Крыма, Средней Азии. Но эти своеобразные леса относятся к высотной поясности растительности и будут рассмотрены при обзоре горных стран.

В лесной зоне большую роль играют и мелколиственные леса из березы, осины, ольхи. Эти породы рассеяны по всей лесной зоне, но в двух районах они формируют самостоятельные лесные полосы: на южной окраине Западной Сибири, а также массивы березняков на Камчатке и Курильских островах.

Лесная зона Северной Евразии занимает крупные равнины, Русскую, Западно-Сибирскую, и нагорья — Средняя Сибирь, Забайкалье, а также области сильно расчлененного рельефа в Северо-Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Она находится в умеренном тепловом поясе, но в условиях разной степени континентальности климата и с очень неравномерным атмосферным увлажнением: от 600–700 мм до 350–400 мм осадков в год (табл. 12.2).

Происхождение зональных лесов. Согласно представлениям А.И. Толмачева, темнохвойная тайга Северной Евразии первоначально в виде высотного пояса, была сформирована в миоцене — плиоцене в горных районах Центральной Азии (Южный Тибет, Гималаи) и Северо-Восточной Сибири. От Атлантики до Дальнего Востока была развита зона субтропических хвойношироколиственных лесов, так называемая *тургайская флора*.

Таблица 12.2

Климатическая характеристика таёжной зоны (по А.А. Борису)

Пункты	Абс. выс., м	Температура воздуха, °С			Осадки, мм			Дни с осадками	Коэфф. увл.
		зимой	летом	годовая	зимой	летом	годовая		
Петрозаводск	39	-9,9	16,5	2,4	92	201	532	—	1,31
Пермь	163	-15,4	18,0	1,3	110	217	611	200	1,26
Ханты-Мансийск	43	-21,7	17,3	-2,2	60	195	451	—	1,13
Енисейск	78	-22,2	18,9	-1,8	71	201	466	—	1,05
Якутск	102	-43,5	19,0	-10,4	18	103	187	104	0,42

Последующие волны похолодания, особенно в плиоцене и в четвертичном периоде, обусловили гибель многих широколиственных пород и оформление зоны хвойных, таежных лесов. Долгое время, вплоть до середины четвертичного периода, некоторые элементы широколиственной флоры (*Quercus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Corylus*) сохранялись в

ГЛАВА 12.

качестве реликтов в лесах Сибири. Но особенно суровые волны похолодания позднечетвертичного времени полностью «погасили» эти элементы лесов Сибири. Реликты хвойношироколиственной тургайской флоры сохранились лишь на флангах Северной Евразии, в Средней Европе и на западе Русской равнины (Западное Закавказье, Полесье, Карпаты), а также на юге Дальнего Востока.

Зона тайги

Несмотря на то, что зона бореальных лесов занимает огромные пространства, количество видов, слагающих эти леса, сравнительно невелико. Всего в хвойных лесах Северной Евразии насчитывается около 300 видов древесных растений, но только около 30 видов распространены достаточно широко и образуют основные формации. Наиболее широко развиты леса из лиственницы (*Larix sibirica*, *L. dahurica*), занимающие площади с многолетней мерзлотой. В более благоприятных условиях лиственница может достигать высоты около 50 м с возрастом более 300 лет. Чтобы представить себе роль отдельных видов древесных пород в таежной зоне (табл. 12.3).

Таблица 12.3

Пространственная роль отдельных видов древесных пород в таежной зоне (по А. Тишкову)

Виды	Площадь (1000 кв.км.)
<i>Pinus sylvestris</i>	1143,26
<i>Picea abies</i> + <i>P. obovata</i>	758,66
<i>Larix</i> (все виды)	2633,48
<i>Pinus sibirica</i>	397,98
<i>Abies sibirica</i>	143,71
<i>Betula ermai</i>	83,40
<i>Betula</i> (другие виды)	877,33
<i>Populus tremula</i>	189,08

Гидротермальные условия для главнейших лесообразующих пород можно представить по графику климатических полей (рис. 12.9).

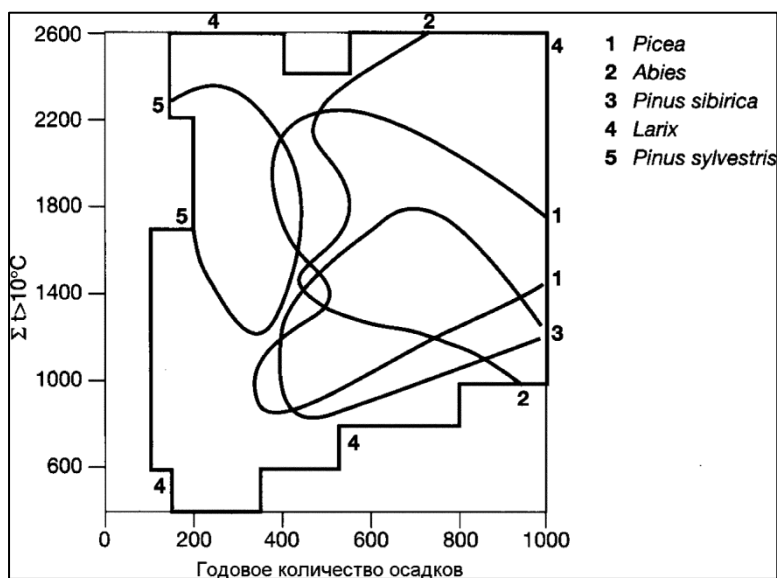


Рис. 12.9. Климатические ареалы доминирования основных лесообразующих пород в гидротермическом пространстве (по Ю.Г. Пузаченко и В.С. Скулкину)

В целом лесообразующие древесные породы мезофитны и мезотермны. Наиболее широкий экологический диапазон характерен для лиственницы, которая, в частности, может произрастать в условиях с суммой активных температур ($>10^{\circ}\text{C}$)

от первых сотен градусов до 2600 °С при годовой сумме осадков в диапазоне 100–1000

мм. Из графика видно, что наиболее узкий экологический диапазон имеет сосна (*Pinus sylvestris*), а в Сибири — кедровая сосна (*Pinus sibirica*). Вся таежную зону Северной Евразии можно разбить на подзоны и долготные секторы (рис. 12.10). Среди подзон — лесотундра с редкостойными лиственничными лесами, северная, средняя и южная тайга. Разная степень континентальности при движении от Атлантики вглубь континента обуславливает существование долготных секторов.

1. Кольский полуостров и Карелия, который продолжается через Скандинавию до Атлантики. Доминантами лесов здесь можно назвать *Pinus sylvestris* и *Picea abies*.
2. Северо-Европейский сектор с доминированием *Picea abies* и *Picea obovata*.
3. Западная Сибирь, где леса с *Picea obovata*, *Pinus sibirica*, *Abies sibirica* сочетаются с болотами.
4. Центрально-Сибирский сектор (между Енисеем и Леной) с доминированием *Larix sibirica*; леса из *Picea obovata*, и *Pinus sibirica*, характерные для южной и западной части сектора. На юге сектора — вместе с *Pinus sylvestris*.
5. Восточно-Сибирский сектор с разреженными лесами из *Larix dahurica* и *Pinus pumila*.
6. Дальневосточный сектор с видами хвойных и широколиственных пород, характерных только для притихоокеанских районов (*Picea ayuanensis* и др.).

Европейская тайга (рис. 12.11) может быть подразделена на три подзоны: на северную, среднюю и южную тайгу. Они хорошо различаются по степени теплообеспеченности. Сумма активных температур в северной тайге составляет 400–1200 °С, в средней тайге 1200–1600 °С, в южной тайге 1600–2400 °С.

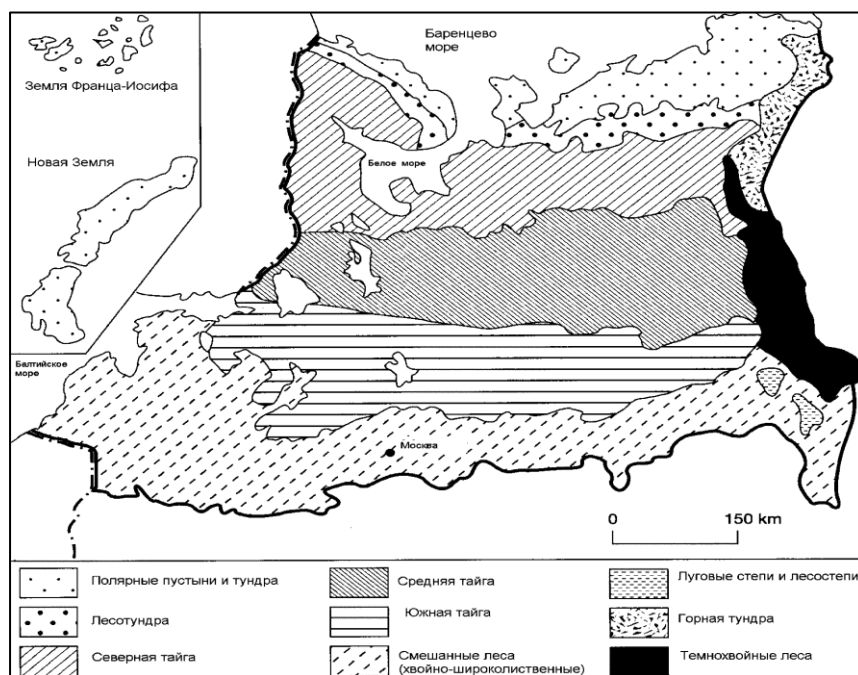


Рис. 12.11. Растительность северной части Восточно-Европейской равнины и Урала (по А. Тишкову, С. Грибову и др.)

Северная тайга занимает пространство между 67° с. ш. и 64° с. ш. Для нее характерно короткое и холодное лето с июльской температурой около 14 °С. Большую роль на западе северной полосы европейской тайги играет сосна. Она занимает

болотистые, дренированные и каменистые места, песчаные участки, особенно в Карелии. При низком уровне грунтовых вод ель тоже заселяет пески. Но на северо-востоке, где сосна играет второстепенную роль, преобладает ель сибирская, к которой может примешиваться пихта и лиственница. Здесь ельники занимают до 70 % площади. Появляются сибирские виды кустарников — душекия, спирея средняя и др. Состав лесов становится близким к сибирской тайге.

ГЛАВА 12.

Средняя тайга, расположенная в целом между 64° и 60° с. ш., имеет более мягкий климат с июльской температурой около 16 °С. Можно отметить два главных отличия средней тайги от северной. Становится заметной примесь березы, еловые леса образуют два вида, *Picea abies* (на западе) и *Picea obovata* (на востоке) с *Vaccinium myrtillus* и зелеными мхами. Усложняется ярусность лесов (рис. 12.12). Подлеска фактически нет, а травянистый покров незначительный в связи со слабой освещенностью напочвенного покрова. Встречаются только теневыносливые виды, как *Linnaea borealis*, *Pyrola rotundifolia*, *Calamagrostis*. Леса из сосны обыкновенной с покровом зеленых мхов развиты на песчаном субстрате вдоль речных долин, на речных террасах с *Calluna vulgaris*. Сосновые леса в средней тайге занимают до 20 % площади. В южной части в состав лесов, чаще по долинам рек, внедряются *Tilia cordata*, *Acer platanoides*, иногда *Ulmus laevis*.

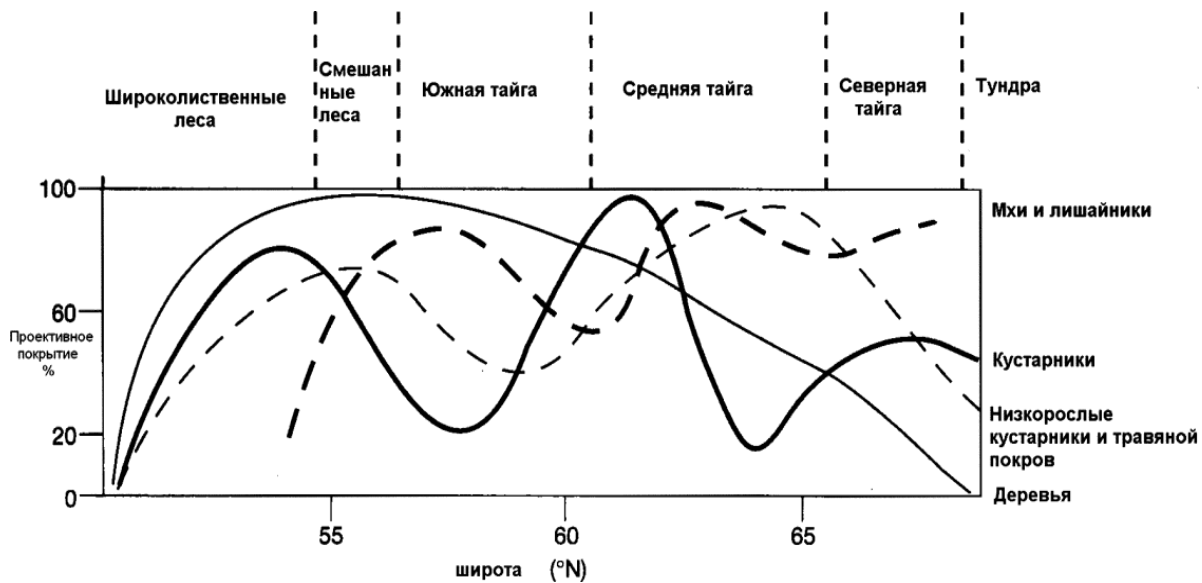


Рис. 12.12. Изменение сомкнутости ярусов лесной растительности в меридиональном разрезе (по Ю.Пузаченко и В.Скулкину).

Южная тайга проникает до 57° с. ш. Июльская температура здесь может составлять до 18 °С, что при достаточном увлажнении обеспечивает очень благоприятные условия для леса. Главная зональная и лесообразующая группировка здесь ельник — кисличник с *Oxalis acetosella*. Структура лесов усложняется присутствием *Tilia cordata*, *Acer platanoides*, *Corylus avellana*. На богатых почвах, особенно по долинам рек, вместе с липой, кленом, лещиной, вязом появляется дуб (*Quercus robur*). Эти виды встречаются в виде незначительной примеси и под пологом леса, при недостатке света имеют небольшой рост и растут медленно. Но они в данном случае являются индикаторами южной тайги. Травянистый покров здесь достаточно богатый. Леса южной тайги в последнее столетие подверглись интенсивной вырубке, а поэтому нередко на месте южной тайги можно встретить вторичные леса из видов берез и осины (*Populus tremula*).

Тайга Западной Сибири (рис. 12.13) отличается сильной заболоченностью. Болота здесь занимают до 50 % площади, и только на крайнем востоке, ближе к Енисею, заболоченность уменьшается.

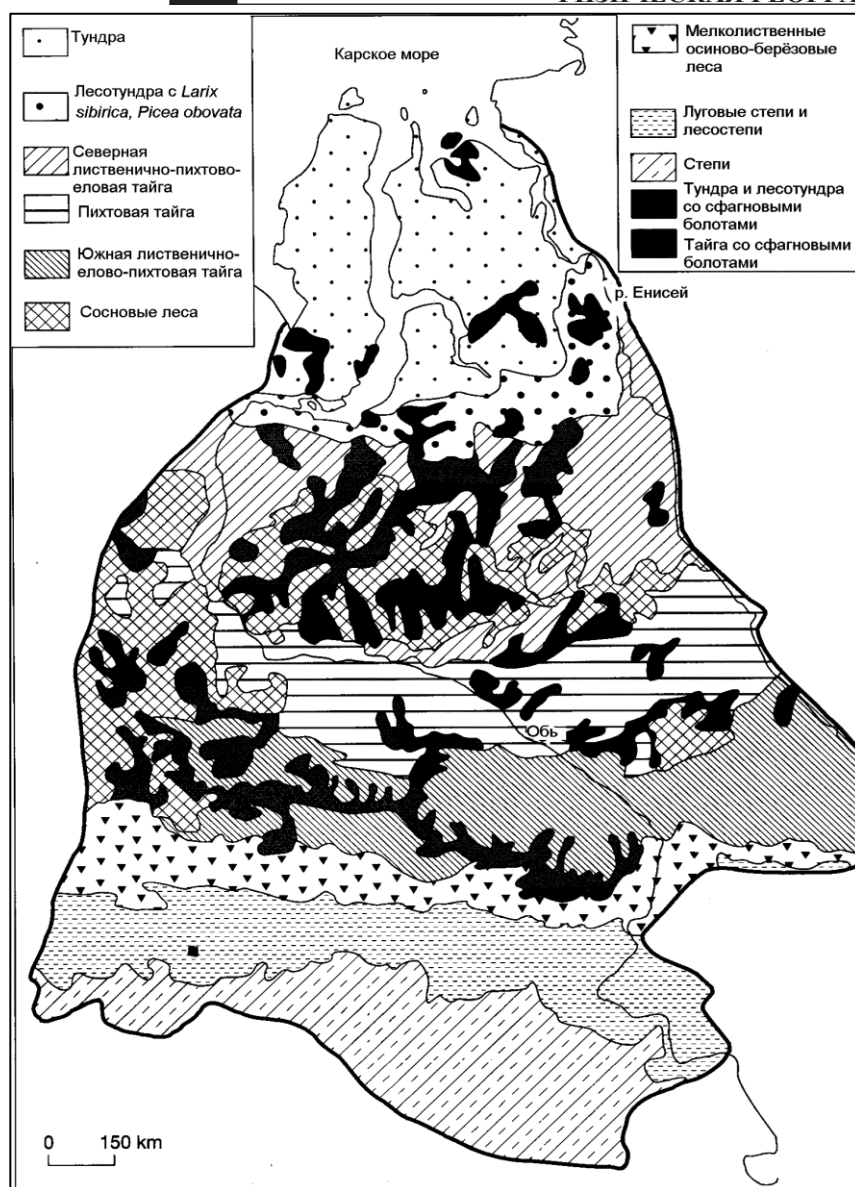


Рис. 12.13.

Растительность Западной Сибири (по А. Тишкову и В. Сочаве)

Северная тайга Западной Сибири отличается малой лесистостью (22 %), участием лиственницы сибирской на сухих холодных почвах и почти полным отсутствием пихты. На вечномёрзлом грунте, особенно на водоразделах, формируются крупно и мелкобугристые болота. Широко распространены леса с ерниковым подлеском из кустарниковой березки. В этом случае древесный покров невысокий, покрытость составляет 30–50 %. Лесные формации лучше выражены на более дренированных речных берегах. На

юге северной тайги появляется сосна обыкновенная, которая занимает глубокие песчаные почвы без мерзлоты.

Средняя тайга. Главные лесобразующие породы здесь представлены елью сибирской (*Picea obovata*) и кедровой сосной. Как правило, в состав этих лесов входят кустарники, виды *Vaccinium*, *Ledum palustre* и зеленые мхи. К югу увеличивается роль пихты (*Abies sibirica*). Состав травянистого покрова бедный.

В заболоченных кедровоеловых лесах обычны багульник, мирт болотный (*Chamaedaphne calyculata*) и осоки. Если ельники сильно заболачиваются, ель замещается сосной и формирует сосновые рямы со сфагнумом. Встречаются кедровосфагновые лесоболота — кедровые рямы. Сосна и кедр на болотах имеют угнетенный вид.

В результате активных вырубок леса границу между средней и южной тайгой часто трудно провести. Заболоченность в южной тайге заметно уменьшается, доля лесов составляет до 60 % площади. Значительно возрастает роль пихты, более требовательной к теплу и плодородию почв, сокращается роль сосняков. Леса

ГЛАВА 12.

становятся более светлыми, а поэтому возрастает роль травянистых вариантов лесов. На бывших вырубках появляются березово-осиновые древостои. В поймах — кустарниковые варианты леса с подлеском из рябины (*Sorbus sibirica*), бузины (*Sambucus racemosa*), смородины, папоротника, чемерицы (*Veratrum lobelianum*). Песчаные террасы занимают сосновые леса.

Тайга Средней Сибири коренным образом отличается от европейской и западно-сибирской тайги. Это связано прежде всего с нарастающей континентальностью климата. Средние январские температуры составляют в Красноярске до -17°C , в Якутске, при сумме осадков 200–400 мм, до -43°C . В течение большей части года при длинной зиме господствует сибирский антициклон, за зиму выпадает 20–40 мм осадков, поэтому снежный покров неглубокий. В этих условиях главной лесообразующей породой становится лиственница (*Larix gmelinii*). Темнохвойная тайга встречается только на юге и юго-западе региона (рис. 12.14).

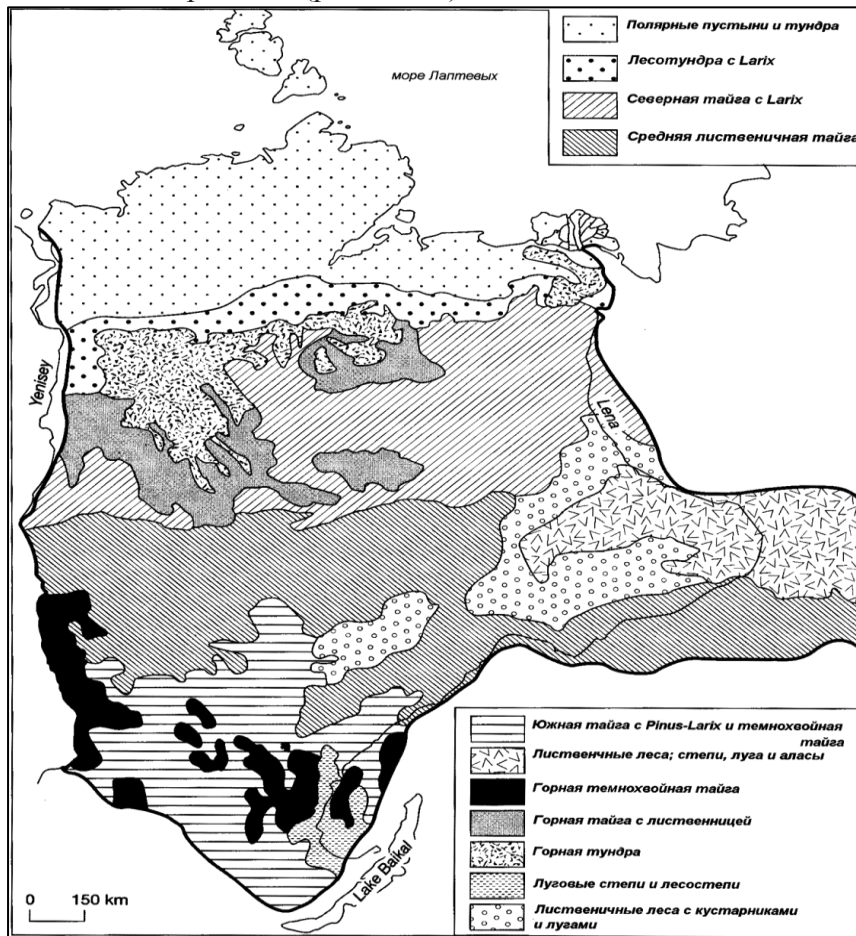


Рис. 12.14.
Растительность
Средней Сибири (по А.
Тишкову и В. Сочаве)

Это связано с тем, что горные поднятия между Байкалом и Енисейским краем являются орографическими экранами и получают осадков в пределах 550–700 мм. На юге лиственница уступает место сосне (*Pinus sylvestris*).

В связи с нагорным характером рельефа и мерзлотой таежные подзоны выражены не так отчетливо, как в

Западной Сибири. И флора Средней Сибири не столь богата, насчитывается всего около 2000 видов.

В северной части лиственничные леса редкостойные и низкорослые. Так, деревья с возрастом до 150 лет имеют высоту лишь 10–12 м, хотя в оптимальных условиях лиственница вырастает до высоты порядка 40 м.

В средней тайге состав растительности меняется при движении с запада на восток, т. к. в этом направлении усиливается континентальность климата. Так, в Центральной Якутии сумма активных температур составляет 1000–1500 $^{\circ}\text{C}$, а осадков — только 250–350 мм. Под светлой среднесибирской тайгой развиты мерзлотнотаежные почвы,

темнохвойные леса приурочены к горам, а сосновые — к плакорным местообитаниям. Зональной группой ассоциаций является травянобрусничные лиственничники, занимающие до 75 % площади. Это самая ксерофитная группа среднетаежных лесов. В подлеске растут ивы, шиповник, спирея. Широко развит лиственничник багульниковый. В эти формации внедряется береза (*Betula divaricata*). Нередко вдоль рек, на черноземнолуговых почвах, отдельными участками формируются березняки.

Южная тайга по составу формаций и группировок более разнообразная, что обусловлено большим разнообразием местообитаний, климата и почв. На западе южной тайги преобладают сосновые леса, на востоке — лиственничные, а вдоль водоразделов, где более прохладное лето и выпадает больше осадков, — темнохвойные. Главная особенность южной тайги — богатство травяного покрова при незначительной роли мхов. Нередко в одной ассоциации насчитывается до 50–80 видов травянистых растений. Назовем некоторые из них: вейник, герань (*Geranium pseudosibiricum*), ирис (*Iris ruthenica*), виды горошка (*Vicia*) и чины (*Lathyrus humilis*, *L. Gmelinii*) и др.

В Средней Сибири с ледникового времени сохранились релик-товые степи и луговые степи, хорошо приспособленные к современному суровому климату с холодной зимой, малым количеством осадков и высокими летними температурами. В состав этих степных группировок входят виды *Stipa*, *Festuca sulcata*, *Koeleria gracilis*, *Veronica incana*, *Leontopodium sibiricum* и др. Здесь же по склонам на солонцовых почвах, а в понижениях — на солонцах, встречаются галофильные виды — *Artemisia jacutica*, *Salicornia europea*, *Suaeda maritima*.

Тайга Северо-Восточной Сибири и Дальнего Востока. Формирование лесов Северо-Восточной Сибири ограничено крайне суровыми климатическими условиями. Дальний Восток — это преимущественно горные территории. Поэтому равнинные таежные комплексы в Северо-Восточной Сибири и на Дальнем Востоке имеют ограниченное распространение. Это нагорья, побережье Охотского моря, Сахалин и часть Приамурья. Их можно рассматривать в составе зональной тайги, но эта зональность сильно деформирована наличием орографических изолятов. В целом древесные сообщества Северо-Восточной Сибири представлены преимущественно лиственничными редколесьями, а на юге — горными лиственничными лесами (рис. 12.15). В низинах Северо-Восточной Сибири формируются разреженные леса из лиственницы даурской. Эта разреженность позволяет развиваться кустарниковому ярусу из кедрового стланика, березы Миддендорфа, ольхи, смородины, багульника. На побережье Охотского моря лиственница образует леса в смеси с аянской елью (*Picea ajanensis*), кедровым стлаником. По долинам — сосновые боры. В бассейне Зеи — южнотаежные леса из ели аянской вместе с пихтой белокорой и каменной березой. Здесь уже появляются и широколиственные породы: дуб монгольский, липа, орешник, клен, тисс. Тайга Среднеамурской низменности заметно отличается от остальных бореальных лесов. Климатические условия Дальнего Востока позволяют развиваться здесь самым разным экологоисторическим элементам флоры, связанным с Приооходской областью, Восточной Сибирью, Даурией, Маньчжурской флористической областью.

Здесь встречаются маньчжурские виды: *Quercus mongolica*, *Juglans mandshurica*, *Vitis amurensis*. Сюда проникли даурские виды, типичные для южного Забайкалья, *Tanacetum sibiricum*, *Leontopodium sibiricum*. В бассейне Зеи на многолетней мерзлоте обитают восточно-сибирские формации с *Larix gmelini* и *Picea obovata*.

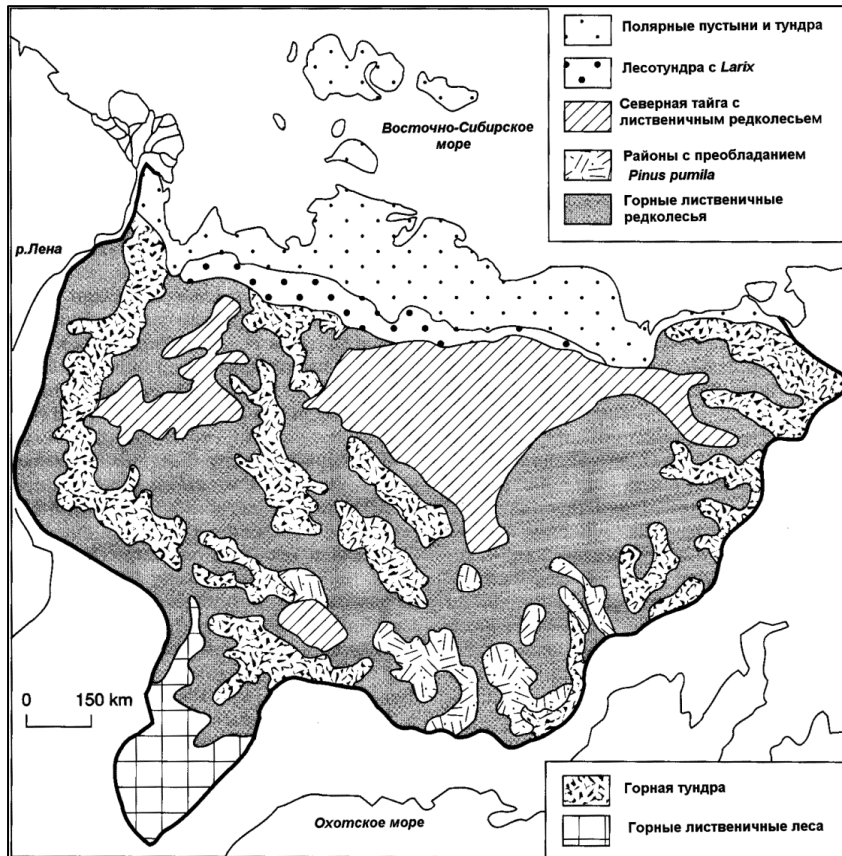


Рис. 12.15.
**Растительность
 Северо-Восточной
 Сибири**
 (по А. Тишкову и В.
 Сочаве)

По северным склонам долин в условиях холодного микроклимата формируются лесные группировки с *Picea ajanensis*, *Abies nephrolepis* с примесью *Betula lanata*, что типично для Охотского побережья.

Смешанные и широколиственные леса

При движении к югу от зоны хвойных лесов гидротермальные условия климата заметно изменяются, становится теплее, коэффициент увлажнения более единицы (1,1–1,4), температуры лета умеренно высокие, зимой — слабые морозы (табл. 12.4).

Таблица 12.4
Характеристика климатических элементов полосы смешанных лесов (по О.Е. Агаханяну)

Пункты	Абс. выс., м	Температура воздуха, °С			Осадки, мм			Дни с осадками	Кoeff. Увл.
		зимой	летом	годовая	зимой	летом	годовая		
Рига	13	-4,3	17,5	6,0	107	236	607	179	1,4
Москва	167	-10,3	17,8	3,6	99	273	587	184	1,14
Благовещенск	134	-24,2	21,2	-0,1	5	346	523	49	0,82

Отметим, что зона смешанных и широколиственных лесов испытала за последние 150–200 лет исключительное антропогенное воздействие. Многие массивы леса уничтожены. Поэтому современная география этих лесов не отражает их пространственные экологические возможности. На их месте появляются вторичные пионерные формации или агроценозы. В таких условиях происходит контакт смешанных хвойных и широколиственных пород. Поэтому такие леса называются смешанными или подтаежными.

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В Северной Евразии можно отметить два крупных ареала, где эти леса находятся в оптимальных условиях (рис. 12.16). Это — от Прибалтики и Беларуси до Среднего Предуралья, а также в Приморском крае. Сибирь — это разорванное в плейстоцене звено некогда сплошного ареала хвойношироколиственных лесов Северной Евразии. В современных условиях степень континентальности климата существенно нарастает в восточном направлении. Поэтому широколиственные породы за Урал не заходят, за исключением липы (*Tilia cordata*), ареал которой уходит к Тоболу.

По региональным особенностям на территории Восточно-Европейской равнины можно выделить прибалтийско-белорусские, среднерусские и камско-печорские смешанные леса. В *прибалтийскобелорусских лесах* основными эдификаторами выступают сосна, смешанная с елью, а из широколиственных пород (чаще во втором ярусе) дуб черешчатый с липой и кленом. В южных вариантах этих лесов примешиваются граб, ясень, липа, вязы.

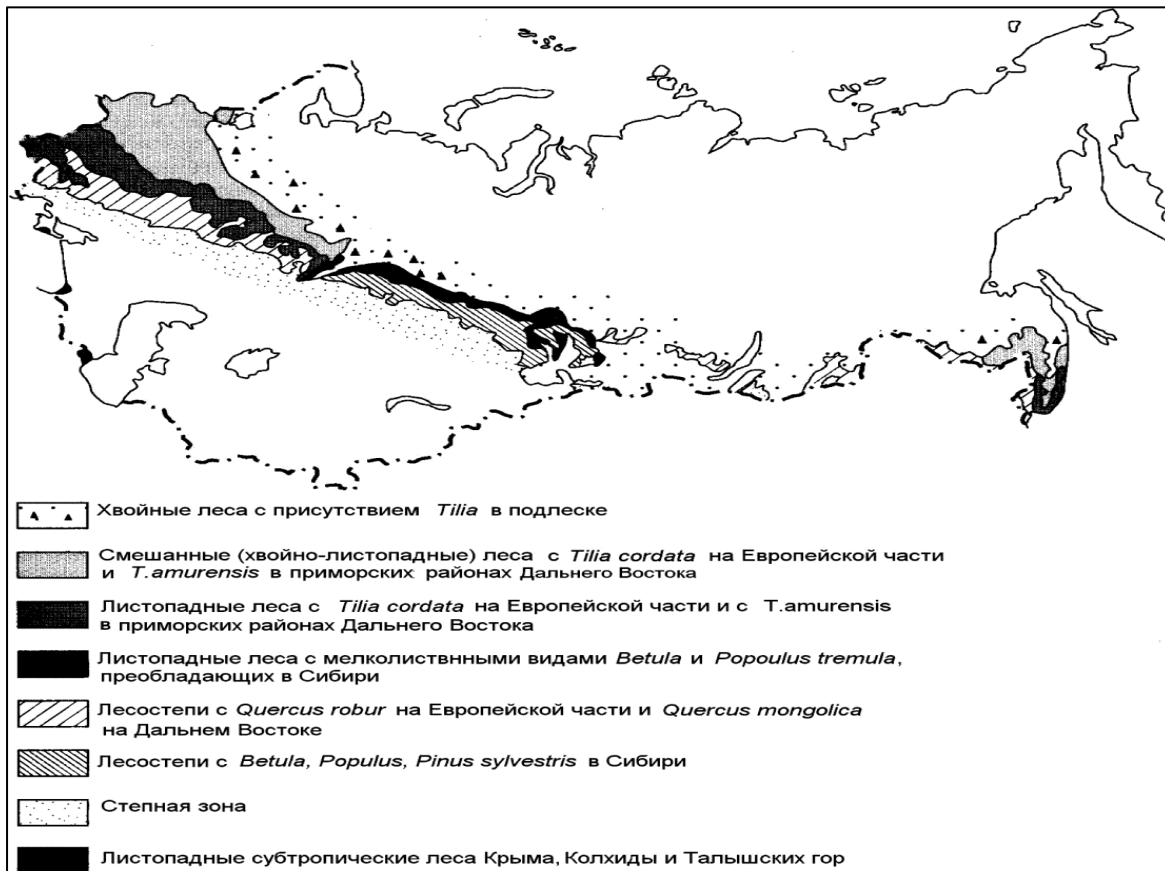


Рис. 12.16. Природные зоны средней части Северной Евразии (по Л.Р. Серебряному)

В среднерусских смешанных лесах хвойные лесобразующие породы — это ель европейская и сосна обыкновенная. Из широколиственных пород здесь обычны липа и дуб. Но здесь хорошо развит второй ярус из рябины, вяза, кленов, а в кустарниковом ярусе — жимолость, шиповник. В наиболее благоприятных условиях (хороший дренаж, богатые почвы) структура этих лесов усложняется внедрением в их состав яблони (*Malus sylvestris*), других кустарников с флористически богатым травостоем. На переувлажненных почвах распространены березово-черноольховые леса с елью.

ГЛАВА 12.

Камско-печорские леса (от Ветлуги до бассейна р. Урал) отличаются сменой хвойных эдификаторов. Здесь чаще ценообразующими выступают ель сибирская с пихтой, а из широколиственных пород липа с примесью вяза, с кленом остролистным, реже — с дубом черешчатым. На старых вырубках восстанавливаются производные пихтовоеловолиповые леса.

Дальневосточные смешанные леса существенно отличаются от восточно-европейских лесов, прежде всего климатическими условиями. Климат близок к муссонному, но со сравнительно небольшой суммой осадков, до 500 мм. Зимы здесь холодные, т. к. близок устойчивый монгольский антициклон. Поэтому средние январские температуры составляют до $-24,2^{\circ}\text{C}$ (Благовещенск). Но лето теплое, сумма активных температур достигает 3200°C , а июльская температура — до 22°C .

Здесь свое-образный на-бор лесообра-зующих пород, свойственных только Дальнему Востоку: корейский кедр (*Pinus koraensis*), пихта цель нолистная (*Abies nephrolepis*) и белокорая (*P. holophylla*), ель корейская (*Picea koraensis*) и аянская. Богатый набор широколиственных пород, таких как дуб монгольский, клен мелколистный (*Acer mono*) и маньчжурский (*A. manschuricum*), береза ребристая (*Betula costata*), граб (*Carpinus cordata*), различные виды ясеня. Как правило, леса многоярусные, флористически очень насыщены видами кустарников, лиан. В частности, здесь рядом с елью может произрастать виноград амурский (*Vitis amurensis*), актинидия (*Actinidia kolomikta*), лимонник.

Широколиственные леса Восточно-Европейской равнины — это продвинутые к востоку средневропейские леса (рис. 12.17).

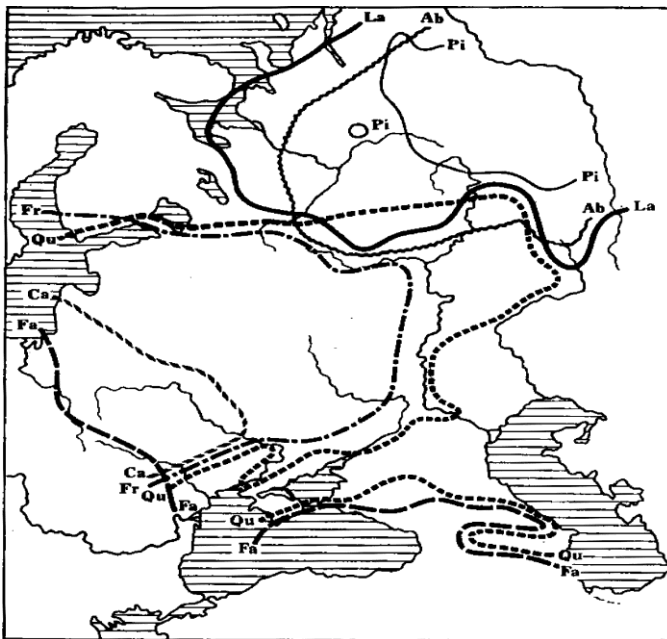


Рис. 12.17. Восточные границы некоторых центрально-европейских видов лиственных деревьев и западные границы сибирских хвойных пород (по Вальтеру-Алехину): Fa-Fagus silvatica; Ca-Carpinus betulus; Qu-Quercus robur; Fr-Fraxinus excelsior; Ab-Abies sibirica; La-Larix sibirica; Pi-Pinus sibirica (cembra)

В частности, по восточной границе ареалов некоторых центральноевропейских видов широколиственных пород хорошо видно, что на востоке их ограничивает Урал и нарастающая континентальность климата. Полоса широколиственных лесов, с очень нечеткой южной и северной границей, при движении к Уралу постепенно сужается, а состав древесных пород обедняется. В западных предгорьях Урала эти леса становятся частью зонально-вертикальных поясов. Широколиственные породы настолько проникают в подзону смешанных лесов и в лесостепь, что Л.С. Берг выделяет просто подзону смешанных лесов, растворяя в ней и полосу широколиственных лесов. В смешанных лесах он выделяет три полосы: еловодубовые леса, грабовоеловодубовые и дубовопихтовые. Сильное антропогенное

воздействие на зональные широколиственные леса делает и северную и южную их границу очень условной. На севере эта граница теряется в смешанных лесах, на юге плавно переходит в лесостепь.

Буковые леса наиболее полно выражены на западном и восточном склонах Карпат. Они начинаются с высоты порядка 200 м, и поднимаются до 1200–1300 м на теплом западном склоне и до 700–800 м на восточном склоне. На Восточно-Европейской равнине грабоводубовые леса чаще занимают высокие поймы и возвышенности. Особенно полно они выражены на Подольской возвышенности. Состав лесов и их ярусность сильно усложнены. Первый ярус занимают дуб, граб, клен, липа, ясень, вяз. Во втором ярусе может участвовать ель, а в подлеске — лещина, рябина, бересклет и неморальное разнотравье.

Выделяются также **дальневосточные широколиственные леса Приамурья и Приморья**. Эти леса в ледниковое время не испытывали столь сильного селективного воздействия холодом. Поэтому они флористически очень насыщенные, здесь сохранилось много реликтовых и эндемичных видов. Доминантами выступают дуб монгольский, липа амурская. Много кустарников, в том числе лещина маньчжурская, рододендрон (*Rhododendron macronulatum*), многочисленные виды дальневосточных трав. Часто липоводубовые леса сочетаются с кленом мелколистным, березой даурской и ребристой, а также с осиной. Характерно, что в приамурских дубравах часто встречается лиственница даурская, а также остепненные дубравы.

Лесостепь и степь

Лесостепь часто рассматривают вместе со степной зоной, поскольку ее зональный статус, как переходный от леса к степи, всегда был предметом споров между ботаниками. П.Н. Крылов относил лесостепь к лесной зоне, Н.В. Павлов — к степной (рис. 12.18). Е.М. Лавренко рассматривал лесостепь в качестве самостоятельной зоны, О.Е. Агаханянц оценивал лесостепь, как подзону степной зоны и т. д. Последнее мнение с экологогеографической точки, вероятно, наиболее правильное, поскольку эта подзона имеет флористические элементы и группировки, как леса, так и степи, но по климатическим условиям лесостепная подзона больше сходна со степями. В обоих случаях коэффициент увлажнения становится меньше единицы, а в смешанных лесах от чаще больше единицы (табл. 12.5).

Таблица 12.5

Характеристика климатических элементов лесостепей и степей (по А.А. Борисову)

Пункт	Абс. высота, м	Температура воздуха, °С			Осадки, мм			Дни с осадками	Кэфф. увл.
		зимой	летом	год	зимой	летом	год		
Черновцы	243	-5,1	19,4	7,4	68	254	650	127	1,14
Тамбов	130	-10,7	20,0	4,7	101	145	485	156	0,73
Омск	88	-19,6	19,1	0,0	48	148	313	128	0,57
Николаев	20	-4,0	23,1	9,7	77	145	388	89	0,47
Саратов	131	-10,8	21,1	4,9	57	138	385	117	0,46
Акмолинск	347	-17,0	20,3	1,4	57	128	334	98	0,43

ГЛАВА 12.

Лесостепь — это контактная полоса между лесной и степной зонами, в пределах которой на плакоре развиты древесные сообщества на луговостепном фоне. *Степь* — это зонально-пооясной безлесный тип растительности, в котором эдификаторами выступают ксерофитные травы.



Рис. 12.18. Расположение степной, лесостепной и полу-пустынной зон (по А. Чибилову)

В настоящих степях много жизненных форм, это — дерновинные злаки, другие ксерофитные растения, в том числе полыни, геофиты, эфемеры, кустарники, кустарнички. Степная зона характерна прежде всего для умеренных пространств Северной Евразии. Она отсутствует в Средней и Западной Европе, но продвигается далеко на восток. В пределах Русской равнины наибольшей ширины она достигает в Украине, Поволжье, Ставропольской возвышенности, несколько сужается в Западной Сибири Казахстане и уходит далее, к Алтаю, в Джунгарию и Монголию. Экстразональные степи сохранились на юге Восточной Сибири, в Забайкалье, а реликтовые — в Якутии. Чем ближе к Сибири и Монголии, тем степи становятся более холодными.

Так, сумма активных температур для русских степей составляет 3300 °С, в Казахстане, лежащем в зоне оси Воейкова, на пути восточных зимних антициклонов, она составляет 2700 °С, а в Забайкалье, расположенном в центре зимнего монгольского барического максимума, она равна лишь 2100 °С, как в южнотаежной зоне Русской равнины.

В лесостепной подзоне лесные формации не достигают своей высшей продуктивности, как в зоне смешанных лесов. А травянистые группировки имеют много луговых трав. Это дает основание называть такие сообщества северными или луговыми степями. Из типичных степных злаков здесь следует назвать типчак (*Festuca sulcata*), ковыли (*Stipa capillata*, *S. ucrainica* и др.), луговые мезофильные злаки — трясунка, овсяница овечья (*Festuca ovina*), колосок душистый (*Anthoxanthum odoratum*),

полевица длиннолистная (*Agrostis tenuifolia*). Часто встречается шалфей (*Salvia pratensis*), лабазник (*Filipendula vulgaris*), виды ромашки, клевера. Главные древесные породы лесостепи дуб черешчатый, ольха черная, вяз, граб (в западной части), ясень, осина, а в Сибири — береза с сосной и осиной, а иногда (на юге Средней Сибири) и лиственница.

Отличительной чертой европейской лесостепи можно считать появление на сухих дрени-рованных почвах сухих и очень сухих остепненных дубрав с берестом (*Ulmus carpinifolia*), луго-востепными травами — горицветом, ду-шицей, барвинком. Иногда встречается терн (*Prunus spinosa*), степная вишня *Cerasus fruticosa*).

Сибирская лесостепь заметно отличается от европейской, прежде всего, своей равниностью. В этой лесостепи имеются блюдцеобразные, реликтовые (от эпохи древнего оледенения) термокарстовые понижения. Они часто заняты коренными березняками и осинниками. В подлеске березовых колков встречается желтая акация, шиповник, таволга. На луговосолончаковых почвах развиты так называемые «алапные» колки с ивами.

Степь. В настоящих степях, помимо дерновинных злаков, в сложении растительного покрова участвуют другие ксерофитные травы, геофиты, эфемеры, кустарники, кустарнички. На Русской равнине наибольшей ширины она достигает на Украине, в Поволжье и Ставропольской возвышенности. Экстразональные степи сохранились в Восточной Сибири, Забайкалье. В Якутии есть реликтовые криоксерофитные степи на многолетней мерзлоте. *Флора* зональных, равнинных степей насчитывает до 2000 видов. В условиях сложного рельефа из-за разности почвогрунтов многообразие видов увеличивается. О.Е. Агаханянц отмечает пять ведущих семейств во флоре степей: астровые — около 12 %, злаковые — 8 %, крестоцветные — более 6 %, бобовые — около 6 %, осоковые — 4 %.

Подзона северных (луговых) степей отличается широким развитием лессовых субстратов, имеющих пористую структуру и легко размываемых. Поэтому особенностью рельефа является широкое развитие оврагов, балок, суффозионных понижений. В отличие от лесостепи, где древесные сообщества могут занимать плакорные местообитания, в степной зоне они переходят в овраги, балки и т. д.

Европейские северные степи сейчас практически исчезли, а на их месте, на богатых черноземах, располагаются агроценозы, прежде всего зерновые культуры. В естественном виде такие степи сохранились лишь в заповедниках и на территориях с холмистоувалистым рельефом с выходами коренных пород. Из таких заповедников можно назвать Центрально-Черноземный заповедник (Стрелецкие степи), Украинский степной заповедник (Хомутовские степи), Аскания—Нова (вариант сухих степей), Черноморский заповедник (опустыненные полыннотипчаковые степи).

Характерные представители Восточно-Европейских луговых степей это ковыль Залесского (*Stipa zaleskii*), другие ковыли, тонконог, типчак, молочай (*Euphorbia stepposa*), шалфей (*Salvia austriaca*). Встречаются кустарники: терн, степная вишня, степной миндаль (*Amygdalus nana*), карагана, спирея и другие. На нераспаханных, каменистых обнажениях господствуют тимьянники, в которых ведущая роль принадлежит кустарнику из рода чабрец (*Thimus*), часто вместе с видами полыни. При флористическом многообразии северных степей ведущая роль в сложении растительного покрова принадлежит все таки плотнодерновинным злакам, типчаку степному, ковылям тырса и Коржинского, тонконогу, видам мятликов. Здесь же встречаются виды осок, катран, горицвет волжский (*Adonis wolgensis*) и многие другие. Их цветение, как правило, растянуто от весны до осени. Поэтому такие многоаспектные степи называют «красочными».

Южные степи узкой полосой тянутся от юга Молдавии, через Предкавказье, до предгорий Алтая. В Европейской части их называют причерноморскими, т. к. основной их массив находится в Степном Крыму и на Причерноморской низменности. Южные степи отличаются от северных степей прежде всего большей аридностью климата, высокими летними температурами, более разреженным травяным покровом. Здесь возрастает роль эфемеров и эфемероидов, больше характерных для пустыни. Лучше всего эти дерновиннозлаковые степи сохранились в заповеднике Аскания Нова. Доминанты южных степей проникают и в луговые степи, но в южных степях они становятся господствующими. Это ковыли (до 7–8 видов), типчак, тонконог, костерок и многие другие. При расчлененности рельефа в разных микроклиматических условиях в южной степи можно встретить некоторые мезофиты и мезоксерофиты: анемоны, змееголовник, прутняк, горлицы, девясил, луки, ферула восточная (*Ferula orientalis*), тюльпаны, ромашник и др.

Южные степи Казахстана и юга Сибири становятся более разреженными с проективным покрытием до 50–70 %. Здесь широко развиты солонцы. Основу травостоя создают ковыли, включая наиболее ксерофитный вид *Stipa sareptana*. К ковылям, являющимся явными доминантами, примешивается пырей, тонконог, люцерна и т. д. Особенность южных степей Казахстана — это возрастание роли пустынных полукустарников, полыни (*Artemisia lercheana*, *A. pauciflora*), караганы, спиреи.

В горах Южной Сибири есть массивы экстразональных степей. По широтному положению эти горы соответствуют степной зоне. Возникшие еще в миоцене — плиоцене (до широкого распространения зональных степей), они заняли эти широты и были уже в плиоцене покрыты тайгой. В криоксеротические фазы ледниковых эпох степная растительность проникла в предгорья и межгорные котловины гор Южной Сибири. Эти степи называют степями центральноазиатского типа. На востоке гор Южной Сибири зона степей смещена к югу, а в Даурии испытывает некоторое воздействие муссонного климата Дальнего Востока. Но, находясь в области монгольского зимнего барического максимума, степи здесь отличаются высокой континентальностью (коэффициент увлажнения 0,6, амплитуда средней температуры января и июля составляет 50 °С). Здесь очень суровая малоснежная зима, но хорошо выражен летний максимум осадков. Поэтому в Забайкалье в отличие от южных европейских степей массовая вегетация растений начинается только во второй половине мая, а в июне степь полностью оживает после длительной и суровой зимы. На большей части Забайкалья, в Минусинской котловине развиты настоящие дерновиннозлаковые степи с видами ковылей, змеевки (*Cleistogenes squarrosa*), вострецом, с заметным участием видов полыни. В равнинных ландшафтах Забайкалья нередко полностью исчезает типчак.

Полупустыни и пустыни

Южнее степной зоны располагается полоса контакта степей и пустынь. Это — полупустыни, которые не имеют своего зонального типа растительности. В их растительном покрове примерно равное участие принимают степные злаки и пустынные полукустарники. Южнее полупустынь расположена пустынная зона. Важным признаком отличия степей от полупустынь, а также северных пустынь от южных, является характер почвенного покрова. В степи преобладают — черноземы, в полупустыне — каштановые почвы, в северных пустынях — серобурые почвы, в южных — сероземы. По определению О.Е. Агаханянца «пустынным типом растительности называют сообщества эуксерофитных и эфемеровоэфемероидных

растений, адаптированных к перенесению длительной засухи (ксерофиты) или уходу от нее (эфемеры, эфемероиды) и существующих в разных термических поясах». Большая протяженность пустынь с севера на юг обусловила их разный характер. Казахстанские и Прикаспийские пустыни относятся к умеренному климатическому поясу, Восточно-Закавказские и большая часть среднеазиатских пустынь принадлежит субтропическому поясу. Климатическая характеристика полупустынь и пустынь дана в табл. 12.6.

Таблица 12.6

Характеристика климатических элементов полупустынь и пустынь (по О.Е. Агаханяну)

Пункты	Абс. выс., м	Температура воздуха, °С			Осадки, мм			Дни с осадками	Кэфф. увл.
		январь	июль	годовая	январь	июль	годовая		
Астрахань	-14	-7	25,5	9,2	53	51	206	175	0,22
Тургай	130	-17,8	23,7	3,7	52	79	243	127	0,23
Кзыл-Орда	415	-9,4	25,4	8,8	32	14	107	41	0,08
Турткуль	94	-5,1	28,0	12,3	28	6	82	27	0,05
Байрам-Али	241	-0,3	28,9	15,9	49	2	124	35	0,06

К этой таблице можно добавить, что сумма активных температур (>10°С) в полупустынях составляет 3000–3200, в северных пустынях 3200–3800, а в южных (субтропических) пустынях — до 3800–5500 °С. Но важно подчеркнуть, что в пустынях умеренного пояса, при годовой сумме осадков около 200 мм, они в течение года выпадают более или менее равномерно. В субтропических пустынях имеется длинный сезон летней биологической засухи, а основная сумма осадков выпадает в зимне-весеннее время. Сравним климатические показатели северных и южных пустынь (табл. 12.7).

В северных пустынях постепенно уменьшается, а затем полностью сводится на нет роль степных группировок. Господствующее положение в ландшафте переходит к пустынным полукустарникам. Но растительность имеет существенные региональные отличия.

Прикаспийская низменность, испытавшая в плиоцене и в четвертичное время ряд трансгрессий Каспийского моря, отличается сильной засоленностью почв.

Таблица 12.7

Климатические различия между северными и южными равнинными пустынями (по О.Е. Агаханяну)

Показатели	Пустыни	
	Северные	Южные
Тепловой пояс	умеренный	субтропический
Вегетационные зимы	Нет	есть
Сумма активных t°С	3200–3800	3800–5500
Вегетационный период	172–184 дня	219–228 дней
Продолжительность засухи	198–220 дней	220–250 дней
Выпадение осадков	равномерное	зимне-весеннее
Сумма осадков (год)	118–250 мм	82–124
Испаряемость (год)	1000-1500 мм	1500–2250 мм
Коэффициент увлажнения	0,25	0,05

ГЛАВА 12.

Поэтому преобладающими здесь становятся галлофилы, и в их числе биюргун, кокпек, морская и черная полынь. На солончаках поселяются сообщества сарсазана, шведки (*Sueda*), солянок (*Salicornia europea* и др.). На бугристых песках растут виды полыней, джужгун (*Calligonum turex*), селитрянка.

На гипсоносных почвах *Устюрта* преобладают сильно разреженные сообщества с биюргуном и полынями, в весеннем аспекте которых отводится большая роль эфемерам. Изолированно в западинах сохранились проникшие сюда в ледниковое время степные группировки из ковылей (*Stipa sareptana*, *S. Richteriana*) и видов пырея.

В *Приаралье* в качестве ведущих группировок выступают полынно солянковые сообщества (полынь сероземная и черная, биюргун, верблюжья колючка), а также группировки с участием кокпека, боялыча, сарсазана с разбросанными кустами черного саксаула. На волнистых песках поселяются эркековополынные сообщества (*Agropyrum fragile*, *Artemisia turanica*).

Особо выделяются пустыни Прибалхашья. Здесь заметно более умеренный климат. Пустыни пересекают реки, стекающие с заснеженных хребтов Тянь-Шаня: Или, Каратал, Аксу, Лепсы. Ближе рас полагаются грунтовые воды. Поэтому пустынная растительность здесь более богатая. Преобладают сообщества полыней, прутняка, хвойника (*Ephedra lomatolepis*) с примесью терескена (*Eurotia ceratoides*). Обычен весенний аспект из эфемеров и эфемероидов. По долинам рек — тугайные заросли с участием тамариска, лоха, тополятуранги (*Populus euphratica*).

Северные пустыни нигде не образуют сомкнутого покрова, их проективное покрытие не превышает 40–50%. В весенне-раннелетнее время, особенно в западинах, формируется напочвенный покров из зеленых мхов.

Южные пустыни нередко называют Ирано-Туранскими, т. к. они уходят за южные пределы среднеазиатских государств. А поскольку они находятся южнее границы умеренного и субтропического климатических поясов, то их еще называют субтропическими. Сложность рельефа в пределах южных пустынь и эдафическая пестрота обусловили выделение разного типа пустынь — песчаные пустыни, щелнистогипсовые, солончаковые, глинистые, лессовые (рис. 12.19).

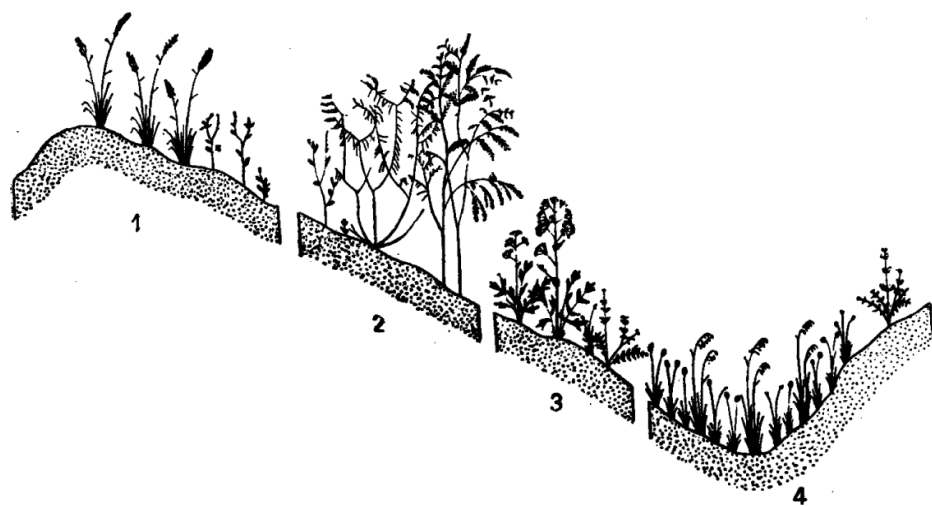


Рис. 12.19.
Растительность барханных песков в Каракумах (по Е.П. Коровину).

1— пионерный травостой с *Aristida* и *Tournefortia* на постоянно перевеваемом гребне бархана; 2— верхняя часть склона бархана с куст-тарниками и низкими деревьями; 3— богатое видами растительное сообщество нижней части склона; 4— более бедный видами растительный покров с *Carex physodes* и злаками в межгрядовых ложбинах.

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Особенно широко распространены **песчаные пустыни**, занимающие около 75 % площади южных пустынь. Наиболее крупные из них — Каракумы и Кызылкумы. Песчаные пустыни Средней Азии, возникавшие вслед за активными поднятиями Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, были результатом выноса реками продуктов разрушения гор на Туранскую равнину. Эоловые процессы, широко распространенные и в современную эпоху (рис. 12.20) создали своеобразный рельеф песчаных пустынь: дюны, барханы, грядовые и бугристые пески.

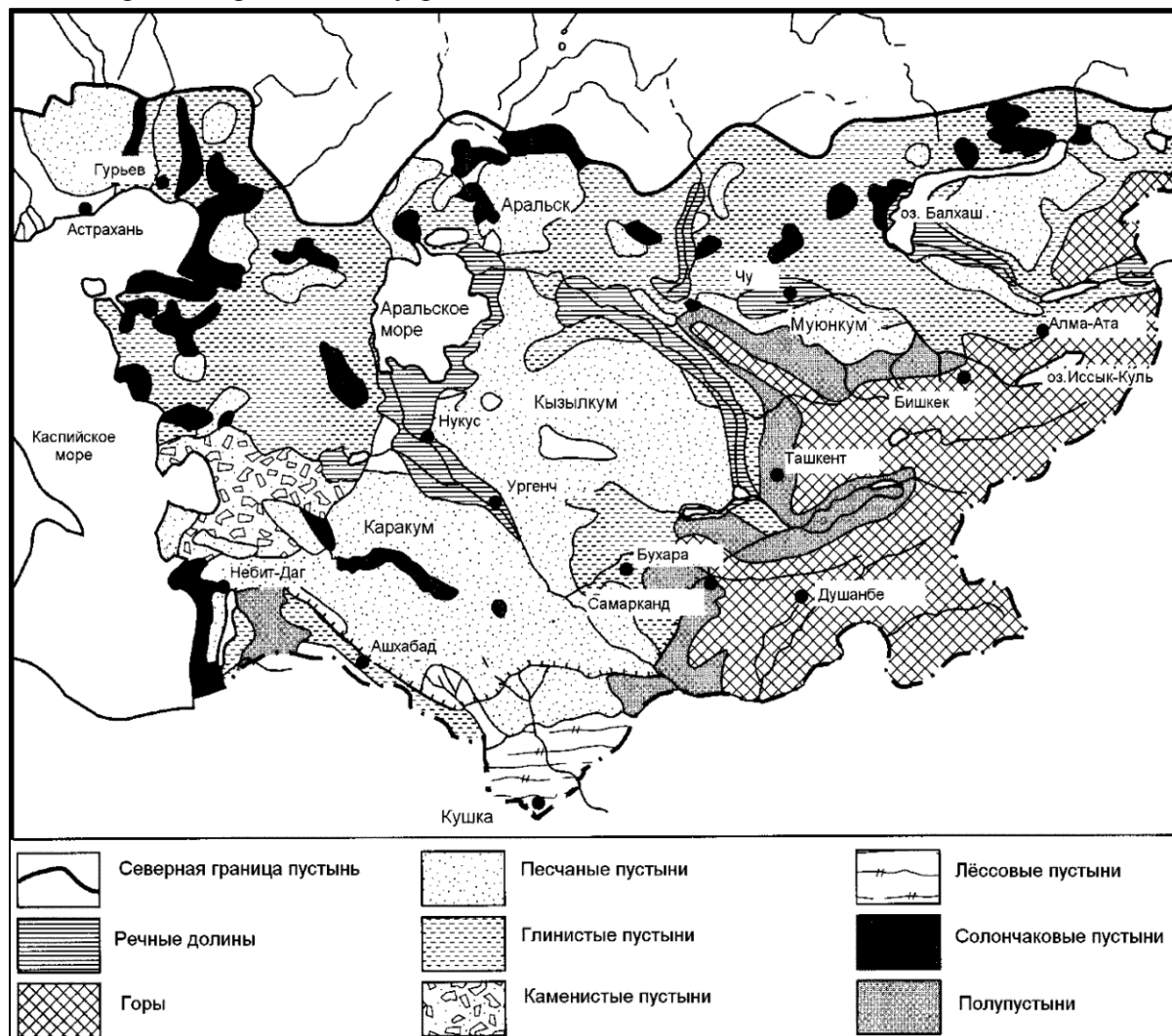


Рис. 12.20. Литолого-эдафические условия пустынь Средней Азии и Казахстана (по Е. Любимцевой и А. Бабаеву)

Во всех южных песчаных пустынях отмечено всего около 350 видов высших растений, более половины из них — эндемики. Высокий эндемизм обусловлен особыми условиями формирования псамофитовой растительности и невозможностью произрастания многих видов вне песчаного субстрата. Как отмечал Е.П. Коровин, «нигде в аридной зоне растительность не обладает таким разнообразием биологических форм, как в пустыне этого (песчаного) типа», от деревьев и кустарников до эфемеров и эфемероидов. Особенно характерны для песчаных пустынь джужгун (*Calligonum*), астрагал (*Astragalus*), виды песчаной акации (*Ammodendron*), хвойник (*Ephedra*), виды

ГЛАВА 12.

полюней и многие другие. На песках произрастает большое количество эфемеров и эфемероидов, занимающих неподвижные пески, затронутые почвообразованием (рис. 12.21). В дюнах, расположенных ближе к рекам, на глубине 8–12 м в песках присутствует горизонт увлажнения. Глубокие корневые системы некоторых растений (*Alhagi* — верблюжья колючка) легко достигают этого горизонта и не страдают от засухи.

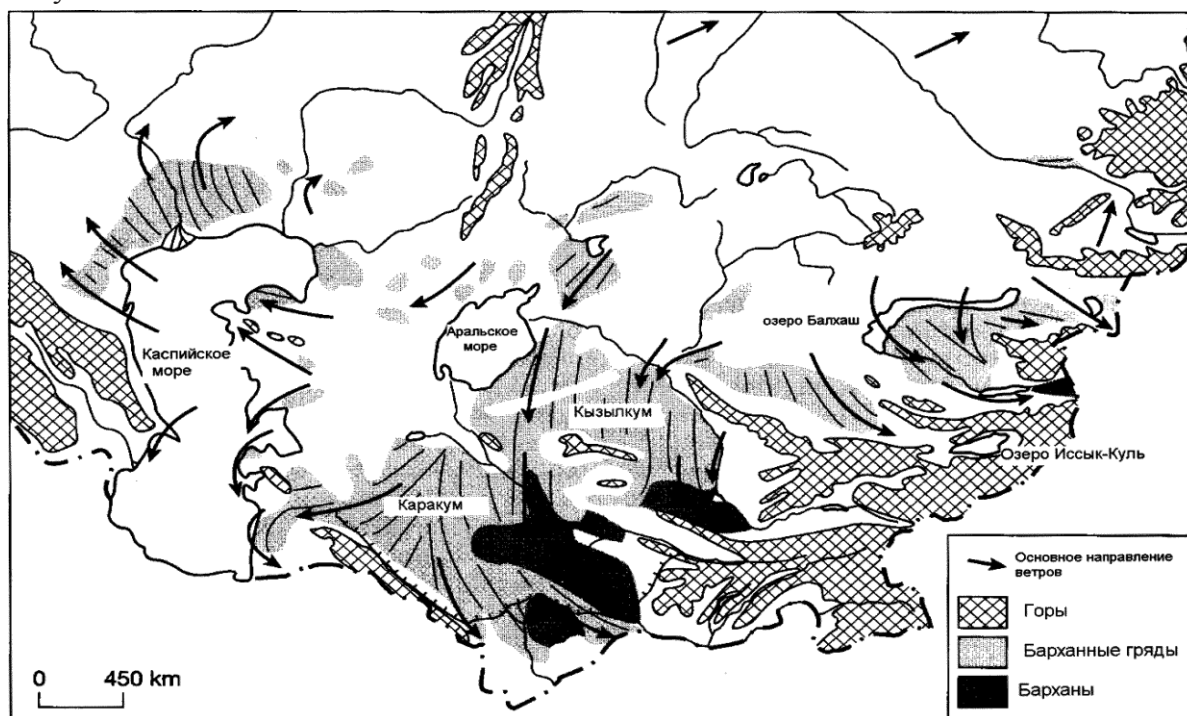


Рис. 12.21. Эоловый рельеф в пустынях Средней Азии и Казахстана (по Б.А. Федоровичу)

Гипсовые, щебнистые пустыни формируются на элювии гипсо-носных морских мезокайнозойских отложений, выходящих на дневную поверхность. Особенно развит такой тип пустыни от восточной части между-речья Амударьи и Сырдарьи до Ферганской долины. Это наиболее древний пустынный ландшафт, возникший здесь вслед за регрессией мелпалеогенового моря. Характерные растения гипсовых пустынь, — парнолистник (*Zygophyllum*), лимониум, отостегия, ферула, многочисленные маревые (*Anabasis*, *Hammada* и т. д.), некоторые полыни.

Солончаковые пустыни широко распространены в примыкающих пространствах Каспийского и Аральского морей. Это древнейший центр развития галофильной растительности, уходящий по времени в палеогеновое время. Особенность растений на солончаках — это суккулентность органов, безлистность побегов, общая тенденция к сокращению транспирирующей поверхности растений и т.д. Такие пустыни занимают древние аллювиальные равнины, преимущественно — их верхние речные террасы, не заливаемые паводковыми водами рек. Здесь часто развиты такырные почвы, песчаноглинистые слоистые наносы и проч. Основное семейство, виды которого слагают галофильную растительность солончаковых пустынь, маревые (*Chenopodiaceae*). Оно насчитывает здесь до 256 видов. Здесь произрастает один из трех видов сред неазиатского саксаула — черный саксаул (*Haloxylon aphyllum*). Наиболее характерными родами галофильной растительности являются солянка

(*Salsola*, 35 видов), сведа (*Sueda*, 23 вида), лебеда (*Atriplex*, 21 вид), парнолистник (*Zygophyllum*, 14 видов) и т. д.

Глинистые и лессовые пустыни на возвышенных местообитаниях и в предгорьях Копет-Дага и Памиро-Алая, где на лессовом субстрате развит особый тип растительности с преобладанием эфемеров и эфемероидов. Основной цикл развития растений происходит во влажное зимневесеннее время. Ботаники этот тип растительности называют поразному: «жаропокоящиеся луга», «эфемеровые луга», «эфемеровая пустыня», «субтропические степи». Но более всего за этим типом растительности закрепилось название «эфемеретум». Уже в январе–феврале пустыня начинает зеленеть, пробуждается и быстро развивается осока толстостолбиковая (*Carex pachystylis*), виды костров, луки, мак (*Papaver pavoninum*), тюльпаны. Уже к марту–апрелю формируется ярко цветущий травостой. В июне, когда прекращаются осадки и становится особенно жарко, травостой начинает выгорать. А в июле — это уже соломенножелтый травянистый фон, несколько оживляемый некоторыми зеленеющими эфемероидами, а также позднецветущими солянками.

В предгорьях часто на фоне эфемеретума произрастают некоторые ксерофитные деревья, фисташка (*Pistacia vera*), боярка понтийская (*Crataegus pontica*), виды миндаля (*Amygdalus*), в сочетании с другими колючими кустарниками. Такие сообщества причисляют к средиземноморскому типу растительности, к шибляку.

Пустыни южного типа есть и в *Восточном Закавказье*. Здесь так же, как на юге Средней Азии, выпадает мало осадков (150–250 мм). На сероземах и солончаках формируется пустынный тип растительности с преобладанием солянок, поташника (*Kalidium caspicum*), сведки, сарсазана с видами полыней — морской и таврической. Нередко значительную роль в сложении травостоя играют, как и в Средней Азии, эфемеры и эфемероиды.

Говоря о южных пустынях, нельзя не сказать о **растительности речных долин**. Здесь формируется особая экофация. И хотя в южных пустынях гидросеть развита очень слабо, крупные реки пересекают эти пустыни и несут с собой много влаги. Нередко на высоком берегу могут произрастать крайне ксерофитные сообщества, а рядом, в пойме — заболоченные сообщества высоких трав и так называемые тугайные заросли. Здесь избыток тепла и влаги. Сумма активных температур составляет 4500–5500 °С. Обычны здесь вейниковые сообщества, тростник, в том числе сахарный (*Saccharum spontaneum*), эриантус (*Erianthus purpurascens*) и т. д. Иногда эти травянистые формации имеют высоту 8–12 м. В тугаях, которые нередко называют тугайными лесами, ведущую роль в формировании древесного яруса играют виды тополей (*Populus pruinosa*, *P. diversifolia*), ясеня (*Fraxinus potamophila*), виды лоха (*Elaeagnus*), тамариска (*Tamarix*), более десяти видов ив и многое другое. Все это переплетено лианами ломоноса (*Clematis orientalis*) и ластовника (*Cynanchum acutum*), что придает этим зарослям явно вид влажной субтропической растительности.

Влажные субтропики. На территории Северной Евразии они встречаются лишь в Колхидской низменности и в Ленкорани. Л.С. Берг придавал этой растительности зональный статус. По климатическим показателям она отличается от всех зональных типов растительности, рассмотренных до этого (табл. 12.8).

Колхида с восточных румбов окружена горными экранами и открыта к западу, навстречу атлантическим и средиземноморским, влажным воздушным массам.

(по О.Е. Агаханянцу)

Таблица 12.8

Характеристика климатических элементов влажных субтропиков
Колхиды и Ленкорани

Пункты	Абс. выс., м	Температура воздуха, °С			Осадки, мм			Дни с осадками	Коэфф. увл.
		зимой	летом	годовая	зимой	летом	годовая		
Батуми	3	6,8	22,9	14,4	670	558	2465	162	3,6
Ленкорань	-19	3,0	25,5	14,4	274	81	1124	115	1,36

Этим создаются наиболее благоприятные условия для произрастания здесь влажных субтропических лесов на красноземах. Это современные аналоги так называемой тургайской третичной флоры. Здесь сохранились древние виды дуба (*Quercus hartwissiana*, *Q. iberica*), широко представлен граб кавказский (*Carpinus caucasica*), бук восточный (*Fagus orientalis*), падуб водолистный (*Ilex aquifolium*), самшит (*Buxus colchica*). Лес перевит плющом. Много субтропических папоротников. В состав лесов входят дзельква (*Zelkova carpinifolia*), птерокария (*Pterocarya pterocarpa*) и многие другие растения, ареал которых тянется в субтропики Юго-Восточной Азии.

Ленкоранские леса относятся к Гирканской флористической провинции, охватывающей южное побережье Каспийского моря и хребет Эльбурс. Лето здесь более сухое, чем в Колхиде. Но здесь сохранились многие древние эндемики. Среди них железное дерево с очень плотной древесиной, тонущей в воде — *Parrotia persica*. Часто этот вид сочетается с каштанолистным дубом (*Quercus castanifolia*), грабом, дзельквой и т. д. Лес также перевит лианами плюща, дикого винограда, обвойника. Здесь произрастают такие экзотические растения, как айва (*Cydonia oblonga*), мушмула (*Mespilus germanica*).

ГЛАВА 13

ЖИВОТНЫЙ МИР

13.1 ЗОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР ФАУНЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В Евро-Сибирской фаунистической области выделяют две подобласти: Европейско-Обскую и Ангарскую. Первая простирается до Енисея, вторая захватывает Восточную Сибирь — до Охотского моря.

В восточной части Северной Евразии зональность нарушается из-за наличия горных территорий. Но сниженные части сохраняют черты зональности.

Зона тундры занимает побережье Северного Ледовитого океана, некоторые арктические острова и лесотундру. Фауна тундры характеризуется бедностью видового состава, а большинство характерных тундровых видов распространено циркумполярно (рис. 13.1, 13.2).

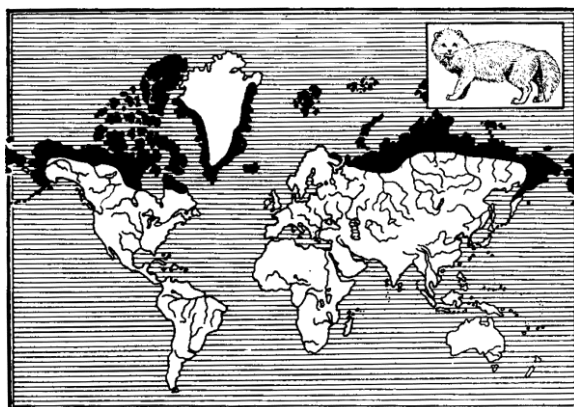


Рис. 13.1.
Циркумполярный ареал песца
(по В.Г. Гейтнеру)

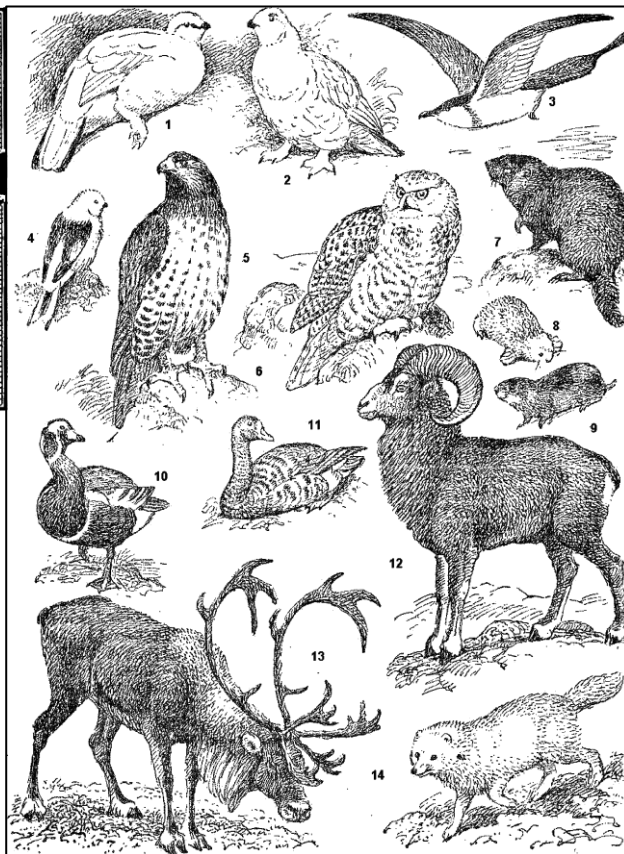


Рис. 13.2. Характерные представители фауны тундры (по Н.А. Бобринскому).

1 — тундровая куропатка (зимний наряд), 2 — белая куропатка (зимний наряд), 3 — поморник, 4 — пуночка, 5 — мохноногий канюк, 6 — белая сова, 7 — черношапочный сурок, 8 — копытный лемминг (зимний мех), 9 — обский лемминг, 10 — краснозобая казарка, 11 — белолобая казарка, 12 — снежный баран, 13 — северный олень, 14 — песец (зимний мех)

ГЛАВА 13.

Бедность фауны обусловлена суровостью климата, продолжительной полярной зимой, морозными ветрами и однообразием ландшафта. Животная жизнь в тундре распределена неравномерно, бывают сильные колебания в численности особей в разные годы. В зимнее время крупные животные откочевывают в лесотундру или к северной тайге, а перелетные птицы улетают от своих гнездовий (рис. 13.3). Мелкие зверьки не покидают тундру и не впадают в спячку, а живут в проходах и гнездах под снегом. Лемминги даже могут размножаться в зимнее время. На открытых пространствах моховолишайниковой и травянистокустарниковой тундры из млекопитающих обитают северный олень (*Rangifer tarandus*), достигающий даже островов Новой Земли. Северный олень — это типичный житель тундры, стада которого более многочисленны на ягельных пастбищах, хотя он заходит и в лесную зону. В европейской тундре этот вид встречается реже, чем в тундре Сибири, где сохранились их большие стада. Чаще всего этого оленя можно видеть в трудно доступных сибирских тундрах в горных районах. Летние пере-кочевки связаны с поисками пищи.

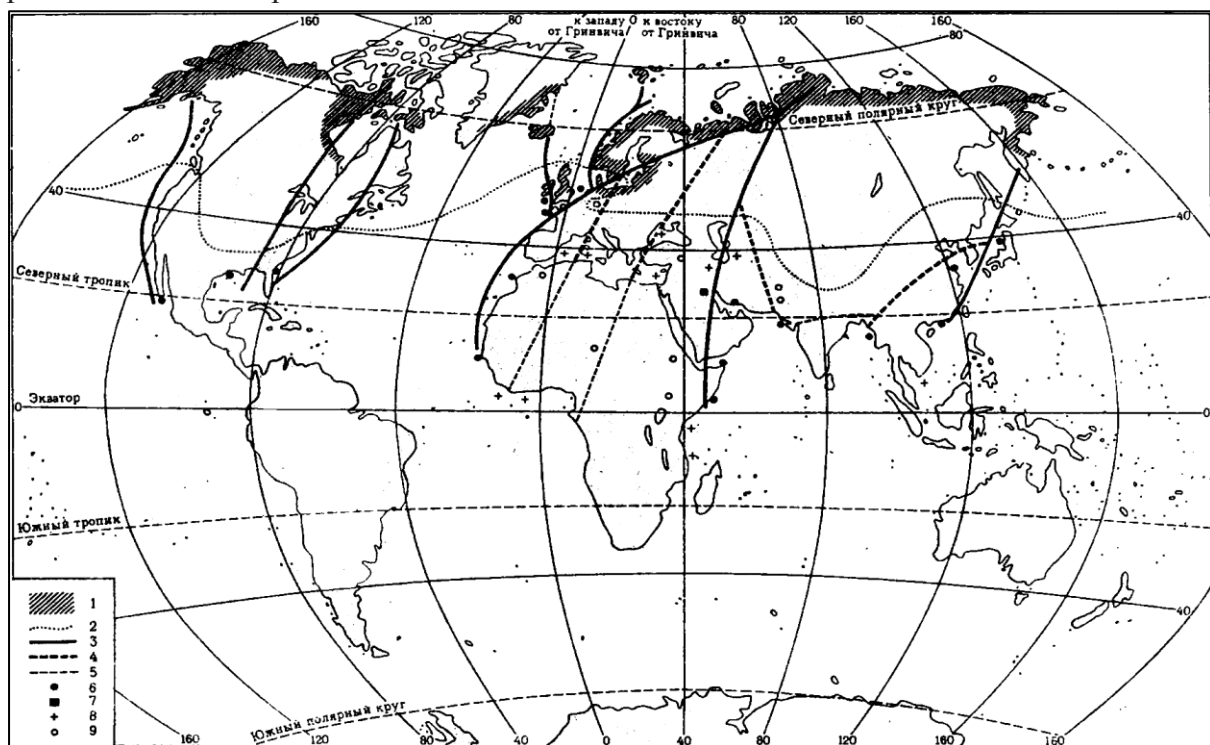


Рис. 13.3. Гнездовый ареал миграции чернозобика (по Кай Карри-Линдалу).

1 — гнездовый ареал, 2 — северная граница зимнего распространения, 3 — основные пути перелетов, 4 — второстепенные пути перелетов, 5 — предполагаемые пути перелетов, 6 — места зимовок на побережьях, 7 — места зимовок во внутренних районах, 8 — менее часто посещаемые места зимовок, 9 — находки во внутренних районах материков

Среди хищников типичными можно назвать песца (*Vulpes lagopus*). Для него характерна сезонная смена окраски меха от грязнобурого летом до снежнобелого и сероватоголубого зимой. Как правило, песцы обитают в несколько всхолмленных участках, где им удобнее рыть норы. Для песца характерны сезонные миграции, особенно дальние зимние миграции вдоль берегов рек (рис. 13.4). Отдельные особи песцов, вне зависимости от пола и сезона года, имеют дымчатосерую окраску меха. Такие песцы чаще встречаются на островах, а на Командорах они почти все без

исключения имеют «голубую» окраску. Песец не только хищник, это всеядное животное. Он охотится на леммингов, птиц, ест насекомых, ягоды, выбросы моря. Велика его плодовитость, обычно помет составляет 6–12 щенков, а иногда 16–18.

В тундре можно встретить и белого медведя (*Ursus maritimus*), который здесь добывает яйца птиц, птенцов и охотится на леммингов. Но в основном жизнь белого медведя проходит на дрейфующих льдинах. Интересно, что летом довольно далеко в тундру может заходить бурый медведь, питающийся здесь не только ягодами, но и яйцами водоплавающих птиц.

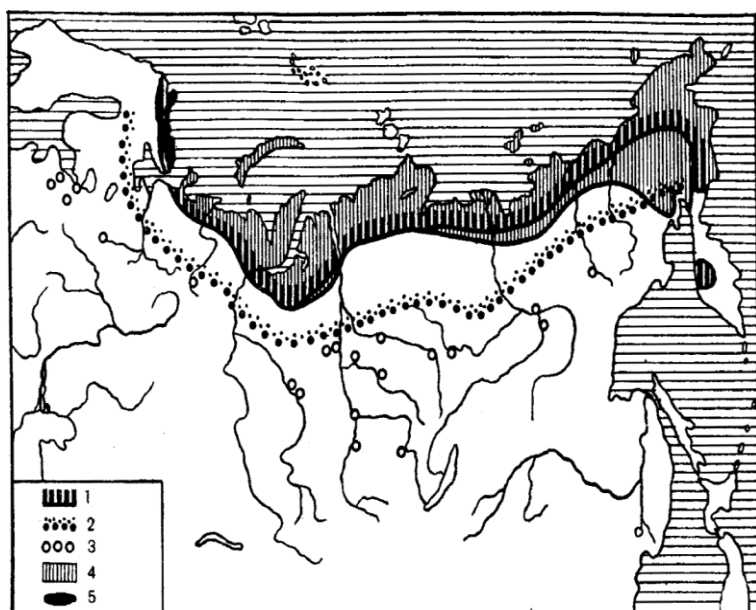


Рис. 13.4. Распространение песца и леммингов на территории Северной Евразии (по Н.А. Бобринскому) 1 — песец — южная граница летнего обитания, 2 — он же (южная граница зимних кочевок), 3 — он же (зимние забеги), 4 — копытный лемминг, 5 — норвежский лемминг

Из других хищников тундры можно назвать горностая, ласку, росомаху (*Gulo gulo*). Широко распространены лемминги (*Lemmus*), которые раз в три–четыре года размножаются в

огромном количестве.

В эти годы особенно хорош мех у песцов, питающихся леммингами. В годы массового размножения леммингов наступают благоприятные условия также и для хищных птиц. В частности, канюки и белые совы откладывают большее число яиц и выводят большее потомство, чем в годы, бедные леммингами. Широко распространен по материковой тундре и заяц беляк, хотя его чаще можно встретить в полосе лесотундры.

В летнее время в тундре особенно богата орнитофауна, т. к. сюда для выведения потомства издалека прилетают многие виды птиц. Среди них казарки (*Branta*), гусьгуменник (*Anser fabalis*), малый лебедь (*Cygnus bewickii*), ржанки и т. д. Вне водоемов встречаются куропатки (*Lagopus lagopus*, *L. mutus*), полярная сова (*Nyctea scandiaca*), кречет (*Falco gyrfalcon*), краснозобый конек (*Anthus cervina*) и другие представители пернатых. Белая сова гнездится в тундре, но в отличие от других сов, она ведет дневной образ жизни изза полярного дня. На зиму большинство ее особей откочевывает к югу. Есть указание, что зимой они достигают даже пределов Средней Азии. По побережьям образуют птичьи базары морские птицы: кайры, чайкимоевки, тупики, чистики, поморники. Из пресноводных рыб можно назвать семгу (*Salmo salar*), гольца (*Salvelinus*), несколько видов сигов (*Coregonus*), хариусы (*Thymallus*), щуки, окунь, карась.

ГЛАВА 13.

Животный мир тундры Восточной Сибири имеет отличия от основной части этой зоны. Здесь распространен желтобрюхий лемминг (*Lemmus chrysogaster*), которого нет в западной части этой зоны. Сюда заходят виды, характерные для гольцов гор Северо-Восточной Сибири.

Это — пищуха (*Ochotona*), черношапочный сурок (*Marmota camtschatica*), длиннохвостый суслик (*Citellus undulates*).

Зона тайги. Животный мир здесь намного богаче (рис. 13.5).

Основное ядро евразийской таежной фауны складывалось в Восточной Сибири. Источником этой фауны были формы, уцелевшие во время четвертичного похолодания, а также выходцы из гор Внутренней Азии. Именно там, по представлениям А.И. Толмачева, в конце третичного периода впервые складывалась формация горных таежных лесов. В Восточном Тибете и сейчас широко развиты хвойнотаежные формации с характерной таежной фауной (рябчик, мохноногий сыч, кедровка, трехпалый дятел). Кроме того, были взаимные обмены видами животных и растений с Северной Америкой (Аляской) через неоднократно возникавший Берингийский континентальный мост. Сразу отметим, что в Европейско-Обской подобласти тайги есть такие виды, которые не продвигаются восточнее Енисея.



Рис. 13.5. Характерные представители фауны тайги (по Н.А. Бобринскому).

1 — трехпалый дятел, 2 — глухарь, 3 — черный дятел, или желна, 4 — кедровка, 5 — клест еловик, 6 — шур, 7 — бородатая неясыть, 8 — кабарга, 9 — белка, 10 — соболь, 11 — лось, 12 — колонок, 13 — летяга, 14 — свиристель, 15 — росомаха, 16 — бурундук

Среди них лесная куница, норка, черный хорек. Для тайги характерны соболь (*Martes zibelliana*), белкалетяга (*Pteromys volans*), лесной лемминг (*Myopus schisticolor*), бурундук (*Eutamias*), запасующий на зиму в большом количестве семена хвойных деревьев. Обыкновенная белка (*Sciurus vulgaris*) распространена по всей таежной зоне и уходит к югу до лесостепей, а на востоке —

до Камчатки и Сахалина. Во время размножения предпочитает высокоствольные леса с густым подлеском. Белка — строго дневной зверек и в настоящую зимнюю спячку не впадает. Как правило, белка имеет два-три гнезда, необходимые для того, чтобы в случае опасности переменить место. Гнездо это из тонких веток, внутри уложенное

мехом, перьями с примесью лишайника. Зимой при наружной температуре $-10-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ внутри гнезда она составляет $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более. В холодное время белка может оставаться в гнезде несколько дней.

В южной европейской тайге, где к хвойным деревьям начинают примешиваться широколиственные породы, происходит заметное смешение фауны. Здесь появляются и западноевропейские, и восточноевропейские виды животных (рис. 13.6, 13.7). В таежных лесах севера Дальнего Востока встречается огромный беренгийский медведь. Из более южных лесов в тайгу заходят бурый медведь, косуля, бобр и т. д. Бурый медведь (*Ursus arctos*) широко распространен по всем лесным ландшафтам Северной Евразии. Но его ареал и численность сильно сократились из-за охоты и обширных лесозаготовок.

Из всех животных тайги лишь три представителя являются таежными эндемиками. Это лось (*Alces alces*), соболь (*Martes zibelliana*) и росомаха (*Gulo gulo*). Лось наиболее охотно держится по старым гарям, лесосекам, поймам рек, по берегам лесных озер, в болотных топях. Питается листьями деревьев, корой и ветками рябины, осины, березы, черемухи, сосны, можжевельника, а также осокой и т. д. У северного оленя очень широкий ареал (рис. 13.6). Он распространен в таежной зоне неравномерно и встречается крайне редко, т. к. главное его местообитание — это ягельная тундра. В горных районах Восточной Сибири летом он поднимается в альпийский пояс, где меньше надоедливого гнуса. Летние перекочевки оленя связаны с поисками пищи.

Из птиц тайги прежде всего следует назвать глухаря (*Tetrao urogallus*). О глухаре следует сказать особо. Это очень крупная птица — представитель куриных. Отличается половым диморфизмом: самец темный, почти черный, брюхо и хвост с белыми пятнами. Самка желтовато рыжая. Живет глухарь в темных старых лесных массивах, гнездится на земле, из года в год токует на одних и тех же местах.

Встречается в тайге и рябчик (*Tetrastes bonasia*), который хорошо летает между стволами деревьев. Рябчик любит еловые леса с березой, ивой, осиной, где много ягодных мест. Токует и дерутся из-за самок в марте–апреле. Для тайги характерны клесты (*Loxia*), шуры (*Pinicola*). Клесты, шуры и кедровки (*Nucifraga*) в неурожайные годы могут совершать дальние перекочевки в поисках пищи. Оригинальной для тайги можно назвать свиристель (*Bombycilla garrulus*). В зимнее время она часто кочует в средние широты, питается ягодами рябины, калины, можжевельника, боярышника и других ягодных деревьев и кустарников.

Среди других птиц в тайге обитают белобровый дрозд, юрок, синицы. В ряду хищников можно назвать беркута и мохнатого сыча. Часто встречается трехпалый дятел (*Picoides tridactylus*), который питается личинками короедов и этим приносит большую пользу лесу. С водоемами тайги связали свою жизнь чироксвистунок (*Anas crecca*), большой крохаль (*Mergus merganser*) и чернозобая гагара (*Gavia arctica*).

Ихтиофауна тайги во многом сходна с таковой в тундре. Но здесь прибавляются многочисленные виды сигов (*Coregonus*). Очень богата энтомофауна тайги. Есть виды — индикаторы таежных лесов, которые встречаются только в тайге. Это жужелицы (*Pelophila*, *Trachypachis*), усач (*Leptura rubra*), клопы (*Aradus pictus*).

Фауна тайги Северо-Восточной Сибири заметно отличается от фауны тайги, лежащей западнее Лены. В северо-восточной тайге не водится колонок, сибирский

козерог. Из 45 видов млекопитающих, живущих в горах Колымы, более 50 % имеют сходство или же такие же виды, как на Аляске. Это обусловлено неоднократным формированием в геологическом прошлом континентального моста между Чукоткой и Аляской. Заенисейская тайга сохранила оленямарала (*Cervus elaphus sibiricus*), который по многим признакам близок к канадскому оленю. Здесь же обитает безрогий олень–кабарга (*Moschus moschiferus*). Этот вид оленя обитает в горной тайге, питается хвоей сосны, лиственницы, травой и лишайниками.

В составе хищников тайги Восточной Сибири встречаются соболь (*Martes zibelliana*), рысь (*Felis lynx*), горноста́й (*Mustela erminea*), колонок (*Mustela sibirica*). Колонок — близкий родственник горноста́я с неменяющимся по сезонам коричневорыжеватым цветом. Питается главным образом мелкими грызунами. Распространен колонок по тайге и широколиственным лесам Дальнего Востока.

Интересно, что в Восточной Сибири сохранились криоксеротические (реликтовые) степи и сопутствующие степным ландшафтам животные. Нигде так далеко на север не пробирается черношапочный сурок тарбаган (*Marmota camtschatica*), длиннохвостый колымский суслик (*Citellus undulates buxtoni*). Зима здесь может продолжаться 7–8 месяцев, и эти животные впадают в зимнюю спячку в своих норах, устроенных в многолетнемерзлом грунте.

Зона широколиственных лесов. Фауна широколиственных лесов не имеет только ей свойственных видов. Здесь есть и таежные, и виды западно-европейских широколиственных лесов, а также степные виды (рис. 13.6).

Например, здесь есть заяцбеляк, лось, глухарь, белая куропатка, в то же время присутствует благородный олень, кабан, косуля. Появляются степные виды — заяцрусак, хомяк, серая куропатка. Правда, часто продвижению к северу степных видов способствует сведение широколиственных лесов и расширение пахотных земель. Характерной особенностью этой зоны можно считать наличие так называемых семеноядных животных. Поскольку в лесах преобладают дуб, липа, ясень, клен, часто встречается лещина, а в западной части бук, граб, то желуди, орешки, семена этих древесных пород и идут в пищу животным. Они содержат много питательных веществ, калорийны и сложат пищевой основой в жизни лесных животных.

Поэтому здесь много грызунов, которые служат основной пищей для хищников. Чаще всего встречаются полевки: желтая (*Clethrionomys lareolus*), лесная (*Apodemus silvaticus*) и желтогорлая (*A. flavicollis*).

Среди крупных животных здесь обитают благородный олень (*Cervus elaphus*), косуля (*Capreolus*), дикий кабан (*Sus scrofa*). В заказниках и заповедниках проходит акклиматизацию зубр (*Bison lonasus*). Любопытно отметить, что в связи с вырубкой лесов изменяется ареал некоторых животных. Так, заяцрусак, больше обитающий на открытых пространствах, продвинулся на север и перекрыл ареал зайца беляка (рис. 13.7). Хищные звери придерживаются чаще берегов рек и озер. Среди них лесной кот (*Felis silvestris*), популяция которого сильно сокращается, а также обычный волк, лиса, барсук, черный хорек (*Mustela putorius*), куница (*Martes martes*), рысь (*Felis lynx*), европейская норка. В широколиственных лесах очень широко распространена садовая сонь (*Eliomys quercinus*) и лесная сонь (*Dryomys nitedula*), ведущие ночной образ жизни, а также бобр (*Castor fiber*).

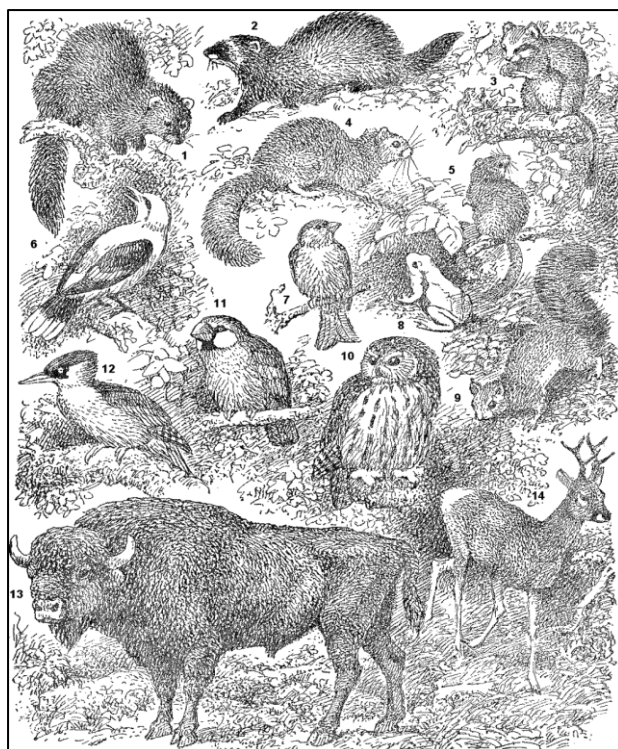
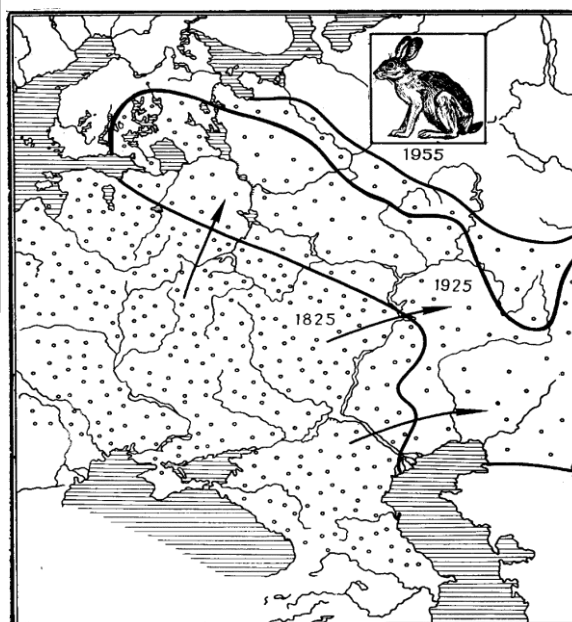


Рис. 13.6.

Характерные представители фауны европейского широколиственного леса (по Н.А. Бобринскому). 1 — лесная куница, 2 — черный хорек, 3 — садовая соня, 4 — соня-полчок, 5 — орешниковая соня, 6 — иволга, 7 — зеленушка, 8 — древесная лягушка или квакша, 9 — белка (летний мех), 10 — европейская неясыть, 11 — дубонос, 12 — зеленый дятел, 13 — зубр, 14 — европейская косуля

Рис. 13.7. Расселение зайца-русака (из Н.В. Тимофеева-Ресовского, А.В. Яблокова, Н.В. Глотова)

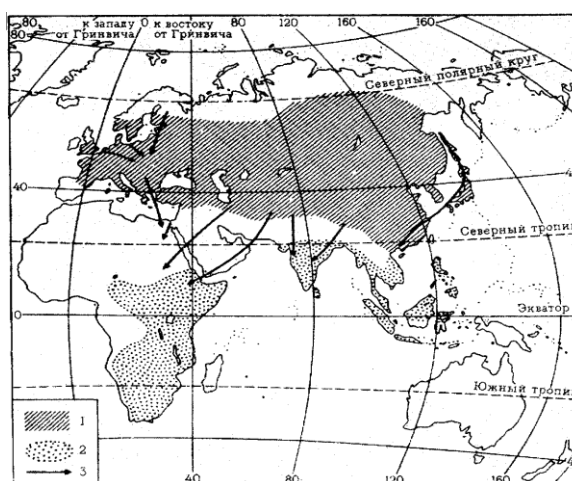


Очень разнообразна орнитофауна. Здесь есть несколько видов дятла, обыкновенная горлинка, вяхирь, совы, осоед и другие. Но наибольшим разнообразием представлены воробьиные: лесной жаворонок (*Lullula arborea*), красноголовый сорокопут (*Lanius senator*), дрозды (*Turdus*), залетающие в городские парки, соловей (*Luscinia luscinia*) и многие другие. Но основная масса видов птиц из леса на зиму улетает (рис. 13.8). В спячку впадают летучие мыши, еж, барсук, медведь. В водоемах встречается болотная черепаха (*Emys orbicularis*), в лесу несколько видов ящериц (*Lacerta*), среди амфибий квакша (*Hyla arborea*), краснобрюхая жерлянка (*Bombina bombina*).

воробьиные: лесной жаворонок (*Lullula*

Рис. 13.8. Миграция деревенской ласточки (по Кай Карри-Линдалу).

1 — гнездовой ареал, 2 — пути перелетов птиц, окольцованных в Великобритании, СССР и Восточной Азии и обнаруженных в Африке и Юго-Восточной Азии



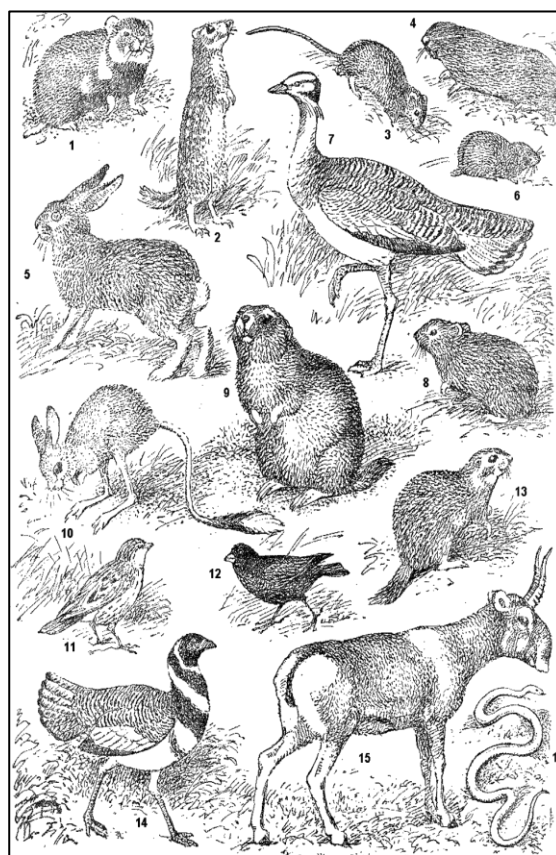
ГЛАВА 13.

В широколиственных лесах особенно большого разнообразия достигают беспозвоночные, прежде всего бабочки, жуки, в частности красотелы, жужелицы.

Важно отметить, что Восточно-Европейская провинция имеет смешанную фауну. Некоторые западноевропейские виды проникают сюда, но нередко замещаются викарными видами, отсутствующими в западноевропейской провинции.

Зона степей, как наиболее заселенная часть с интенсивным земледелием, сильно изменена. Естественная растительность часто уступила место агроценозам. Нетронутых степей осталось очень мало, главным образом в заказниках и заповедниках, а также на неудобьях. Сохранились экстразональные степи в Забайкалье и Даурии. Степная фауна, отделенная от лесной фауны переходной полосой лесостепей, практически не имеет лесных представителей (рис. 13.9).

Рис. 13.9. Характерные представители фауны европейско-казахстанских степей (по Н.А. Бобринскому). 1 — обыкновенный хомяк, 2 — крапчатый суслик, 3 — степная мышовка, 4 — слепец, 5 — заяц русак, 6 — степная пеструшка, 7 — дрофа, 8 — степная пищуха, 9 — байбак, 10 — большой тушканчик, 11 — степной жаворонок, 12 — черный жаворонок, 13 — краснощекий суслик, 14 — стрепет (самец), 15 — сайгак, 16 — желтобрюхий полоз



Но лесные виды могут проникать далеко в степную зону по долинам рек, крупным залесенным балкам. Формации с сосной и лиственными породами деревьев нередко образуют так называемые ленточные боры, уходящие вглубь степной зоны. По этим долинным лесам вглубь степной зоны проникают и лесные животные.

Несмотря на смешанный характер фауны степей, здесь есть наиболее характерные степные виды, составляющие ядро степной фауны. Это несколько видов сусликов (*Citellus suslicus*, *C. major*), байбак (*Marmota bobak*), большой тушканчик (*Allactaga jaculus*), обыкновенный хомяк (*Cricetus cricetus*) и другие, а также сильно сократившая свой ареал антилопасайга (*Saiga tatarica*) (рис. 13.10). Экологическим примером степного образа жизни может служить байбак, внешне похожий на суслика, но крупнее. Когда-то он был широко распространен на неспаханых черноземных ковыльных степях. Ареал его сильно сократился из-за освоения степи под зерновые культуры. Там, где он сохранился, живет колониями, имеет сложный подземный лабиринт нор с несколькими выходами. Питается травами, сочными корнями. Воды не пьет, получает влагу из поедаемых растений. В отличие от сусликов, злостных вредителей зерновых

посевов, байбак уходит с распаханых территорий, поэтому не считается вредителем зерновых посевов.

До освоения степей здесь обитали крупные копытные, дикие лошади (тарпаны), сайгаки, дикие быкитурсы. Из хищников здесь до сих пор сохранились эвритопные животные, волк, лиса. Но преобладающими в степях являются, конечно, грызуны, яркие вредители зерновых посевов. Нередко встречается еж (*Erinaceus auritus*), ареал которого уходит в степи Туранской равнины.

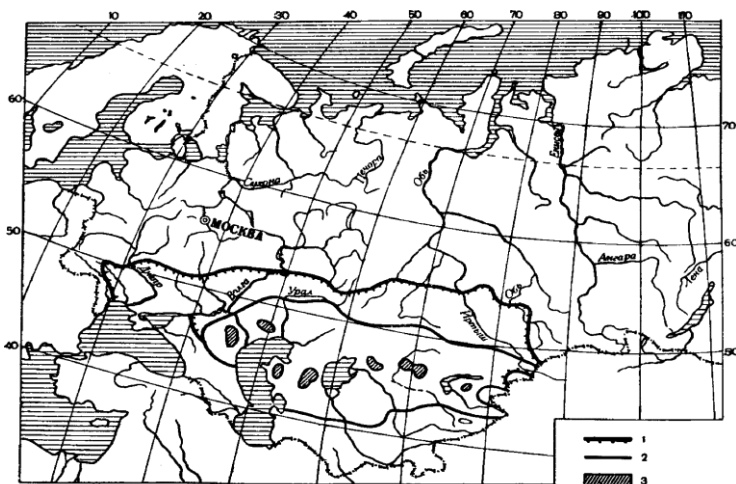


Рис. 13.10. Распространение сайги (*Saiga tatarica* L.) на территории Северной Евразии (по А.Г. Банникову). 1 — первая половина XVIII в., 2 — 20-30-е годы XX в., 3 — ареал на 1957–58 гг.

В степи богатая орнитофауна. Здесь живет серая куропатка (*Perdix perdix*), перепел (*Coturnix coturnix*),

крупная дрофа (*Otis tarda*). Но в связи с распашкой земель и охотой дрофа утратила свою экофаунистическую нишу и сейчас в степях она встречается крайне редко. Еще реже можно видеть стрепета (*Otis tetrax*), который гнездится на земле, поэтому на пахотных землях его вообще нет. Почти исчез из степей журавль-красавка (*Anthropoides virgo*). Нельзя не упомянуть жаворонка. Степные хищники — это орел (*Aquila rapax*), лунь (*Circus macrourus*), а также пустельга (*Falco naumanni*), которая истребляет многих насекомых, особенно саранчевых. Пресноводные рыбы в степи те же, что и в лесной зоне. Богата фауна беспозвоночных, наземных моллюсков.

Фауна степей Казахстана отличается от европейской фауны значительной примесью пустынно-степных видов, ареалы которых тянутся в Центральную Азию. Здесь, в частности, водятся ушастый еж, лиса корсак, джунгарский и даурский хомячки. Но здесь нет некоторых представителей западных степей, в частности слепышей и сонь.

Особо надо сказать о забайкальских и Чуйских степях (рис. 13.11). Эти экстразональные степи отделены от монгольских степей покрытыми тайгой горными хребтами Южной Сибири, верхние уровни которых чаще выглядят в виде гольцов. В этих сибирских степях исключительно благоприятная обстановка. Весна здесь наступает позже, чем в европейских степях, и как бы сливается с ранним летом. Великолепный травостой — хорошая фаунистическая ниша для животного мира. Другая природная черта этих степей — короткое и жаркое лето, зима наступает быстро и сразу с холодами. Все это сближает степи юга Сибири с монгольскими степями. Поэтому здесь преобладают виды животных, близкие к монгольским видам или сходные с ними. Только здесь встречается антилопа (*Procarpa gutturosa*), тарбаган (*Marmota sibirica*), даурская пищуха (*Ochotona daurica*), когтистая песчанка (*Meriones unguiculatus*), монгольский жаворонок (*Melanocorypha mongolica*) и другие. Но сюда, в степные

ГЛАВА 13.

фации, заходят из монгольских и среднеазиатских пустынь тушканчикпрыгун (*Allactaga saltator*), суроктарбаган, даурский суслик (*Citellus dauricus*), заяцтолай (*Lepus tolai*), ареал которого тянется в Среднюю Азию и далее к западу, в аридные районы Аравии и Северо Восточной Африки.

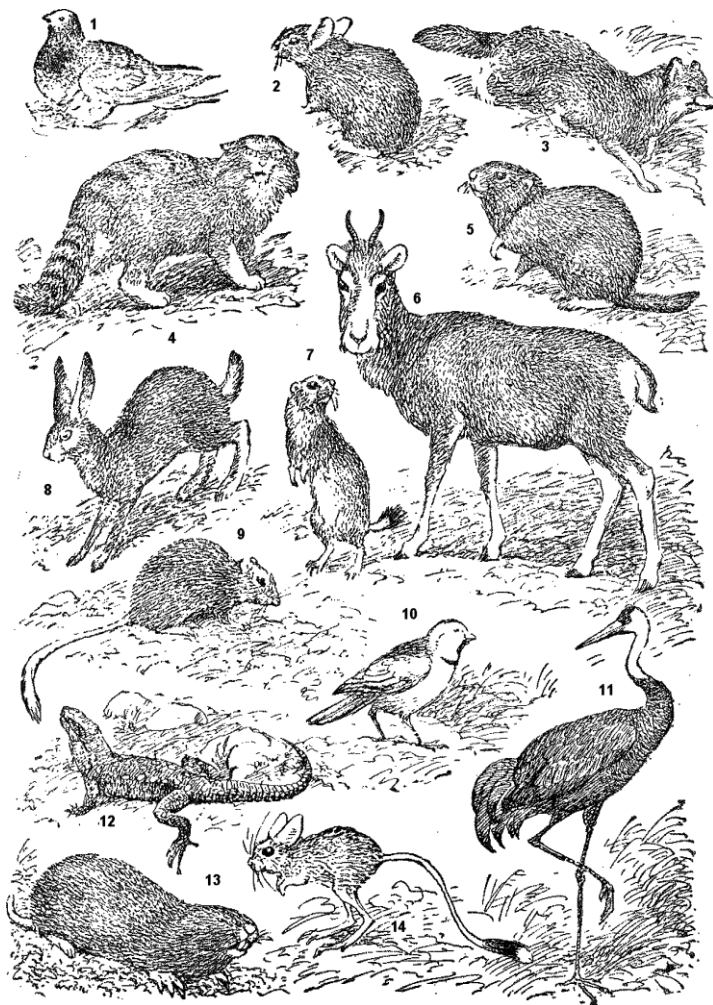


Рис. 13.11.
Характерные представители фауны забайкальских степей
(по Н.А. Бобринскому).

1 — саджа или копытка, 2 — даурская пищуха, 3 — лисица-корсак, 4 — кот манул, 5 — монгольский сурок, или тарбаган, 6 — антилопа дзерен, 7 — даурский суслик, 8 — заяц-толай, 9 — монгольская или когтистая, песчанка, 10 — монгольский жаворонок, 11 — черный журавль, 12 — монгольская ящурка, 13 — даурский цокор, 14 — тушканчик-прыгун

Пустыни Казахстана и Средней Азии. Животный мир пустынь сильно отличается от других зон (рис. 13.12). Здесь животным приходится приспосабливаться к крайне неблагоприятным условиям, к недостатку влаги и к сильной жаре. Открытая поверхность в пустыне в летнее время днем

прогревается до 60–70 °С и более. Поэтому животные либо зарываются вглубь песка, либо залезают в норы, или же ищут слабую тень, залезая на ветви кустарников. Из-за жары некоторые животные ведут ночной образ жизни. Из-за отсутствия на больших пространствах водоемов некоторые животные приспособились вообще не пить. Например, желтый суслик (*Citellus fulvus oxianus*) получает необходимую влагу из поедаемых растений. Животные эфемеровых пустынь юга Средней Азии ведут деятельный образ жизни главным образом во влажное и достаточно теплое зимне-весеннее время года, когда выпадает основная доля атмосферных осадков и пустыня расцветает. В жаркий без дождный летний период, когда биологическая засуха может длиться до 5–6 месяцев, некоторые животные погружаются в спячку.



Рис. 13.12. Характерные представители фауны Арало-Каспийских пустынь (по Н.А. Бобринскому).

1 — тонкопалый суслик, 2 — гребнепалый тушканчик, 3 — саксаульная сойка, 4 — варан, 5 — цинковый геккон, 6 — ушастая круглоголовка, 7 — полуденная песчанка, 8 — кулан, 9 — степная черепаха, 10 — бархатный кот, 11 — пустынная рысь, или каракал, 12 — сырдарьинский фазан, 13 — белобрюхий рябок, 14 — джейран, или персидская газель, 15 — ушастый еж, 16 — пегая землеройка

Многие животные пустыни имеют очень широкий ареал: по всему поясу пустынь Старого Света — от Аравии до Средней и Центральной Азии. Среди них вьюрок (*Bucanetes githagineus*, *B. mongolicus*). Широко распространены варан (*Varanus griseus*), шакал (*Canis*

aurens), дрофа красотка (*Otis macqueni*), пустынный козодой (*Caprimulgus aegyptius*), пустынный жаворонок (*Ammomanes deserti*), песчаная змея (*Echis carinatus*).

До северных берегов Аральского моря по глинистым субстратам проникает мугоджарский суслик (*Citellus pygmaeus*), в песках обитает желтый суслик (*C. fulvus*). Среди других грызунов нужно отметить два вида тушканчика (*Alactaga*), а также земляного зайчика (*Flactagus acontion*). На плато Устюрт раньше водились куланы (*Equus hemionus*), которые сохранились лишь в Бадхызском заповеднике. Редкостью стало встретить сайгака и джейрана. На аральских обрывах Устюрта иногда встречается дикий баранмуфлон (*Ovis orientalis*).

В песках фауна своеобразна. Экологически интересен песчаный тонкопалый суслик (*Spermophilopsis leptodactylus*). Он имеет длинные пальцы, приспособленные для рытья песка. В зимнюю спячку этот вид не уходит. Большая песчанка (*Rhombomys opimus*) иногда образует огромные популяции. Они роют большое количество нор (до тысячи на один гектар), так, что по этой территории трудно идти, т. к. нога проваливается в эти норы. Здесь же встречается заяцтолай, очень редко — дикие кошки (*Felis margarita*), ареал которых уходит в Северную Африку.

Когдато в тугайных зарослях пустынной зоны встречался олень хангул (*Cervus elaphus bactrianus*), туранский тигр (*Felis tigris virgata*), охотившийся на кабанов.

ГЛАВА 13.

Сейчас ни оленя, ни тигра здесь не осталось. В песчаных пустынях, особенно в весеннее и раннелетнее время, много птиц. Это саксаульная сойка (*Podoces panderi*), которая по экологии и образу жизни привязана к песчаным пустыням и никогда отсюда не улетает.

Здесь же пустынная славка (*Sylvia nana*), славка скотоцерка (*Scotocerca inquieta*), которая распространена от Туркмении до Сахары.

Для песчаных пустынь характерно большое многообразие пресмыкающихся. Это черепахи (*Testudo*), масса ящериц, в том числе варан, достигающий иногда в длину до 1,0–1,5 м, ушастая ящерица

(*Phrynocephalus mystaceus*), геккон (*Teratoscincus scincus*) и т. д. Для лессовых пустынь очень характерен уже упоминавшийся суслик (*Citellus fulvus oxanus*). В марте он выходит из нор, нагуливает жир, размножается и в конце весны, когда эфемерная растительность выгорает под лучами палящего солнца, снова залегает в норы, в которых засыпает на 8–9 месяцев до следующей весны.

ГЛАВА 14.

ПРИРОДА И ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ ГОР ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

14.1. ГОРЫ КАВКАЗА

Кавказ — это новейшая, очень подвижная альпийская структура на стыке между складчатыми нагорьями Ирана и платформенной Скифской плитой.

В позднечетвертичное время горы достигли высот 4000–4500 м (рис. 14.1) В это время уже окончательно оформились разные по климату и растительности области Кавказа: Предкавказье с северным склоном Большого Кавказа, влажные субтропики Колхиды, сухие субтропики Кура-Араксинской области, Ленкорань и Талышские горы как часть Гирканской влажносубтропической области, и горноконтинентальное Высокое Закавказье.

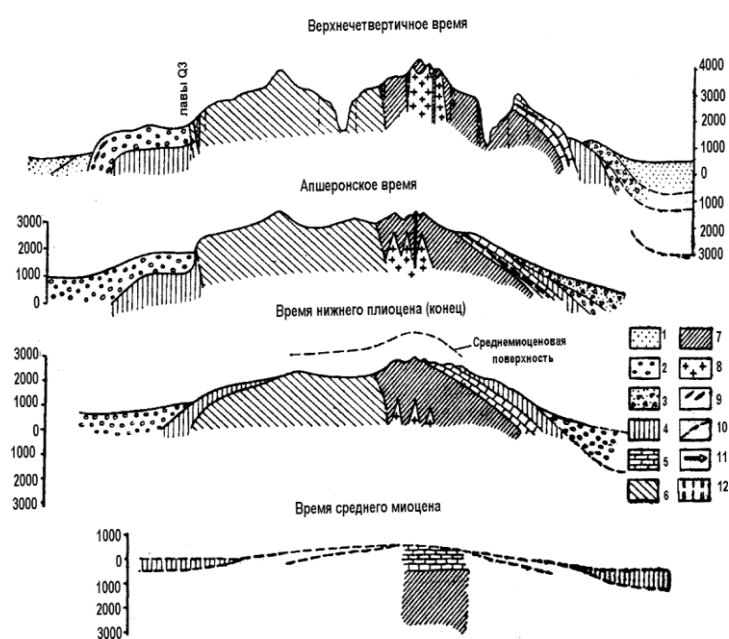


Рис. 14.1.

Палеогеографические профили через Центральный Кавказ по линии Алагир–Цхинвали (по В.А. Растворовой). 1 — четвертичные отложения, 2 — конгломераты миоплиоцена, 3 — толща Рухс-Дзуар, 4 — песчаноглинистомергелистые толщи палеогена и миоцена, 5 — известняки мела — верхней юры, 6 — флишевые толщи мела — верхней юры, 7 — песчаниково-сланцевые толщи нижней и средней юры, 8 — граниты, 9 — интрузии четвертичного времени, 10 — разломы и надвиги, 11 — верхнеплиоценовые вулканы и их подводные каналы, 12 — зона молодых разломов. Масштаб поднятий и опусканий в метрах

Климат Кавказа

На формирование климата Кавказа оказывают влияние многие факторы. Прежде всего отметим, что по водоразделу Большого Кавказа проходит граница между умеренным и субтропическим климатическими поясами. Разнообразие климата Кавказа объясняется сильным влиянием рельефа, особенно — на распределение атмосферных осадков. Орографический «мешок» Западного Закавказья улавливает воздушные массы, идущие со стороны Атлантики и Средиземного моря. Именно поэтому в Колхиде и на

ГЛАВА 14.

склонах Большого и Малого Кавказа, обращенных к Колхидской низменности, сумма осадков составляет 1600 и более 2000 мм (рис. 14.2).

Сурамский хребт служит западным пределом большой суммы осадков, а поэтому к востоку от него, в Кура-Араксинской долине, сумма осадков составляет лишь 200–400 мм. На западе Закавказья — влажные субтропики, на востоке — сухие субтропики. Северный склон Большого Кавказа умеренновлажный. Здесь четкое вертикальное распределение осадков: в степном предгорье 400–600 мм, в среднем (лесном) поясе гор до 800–1600 мм, в субальпийском и альпийском поясах 400–600 мм. В целом западная часть Кавказа, первая встречающая атлантикосредиземноморские циклоны, более влажная, чем Прикаспийская, аридная восточная часть.

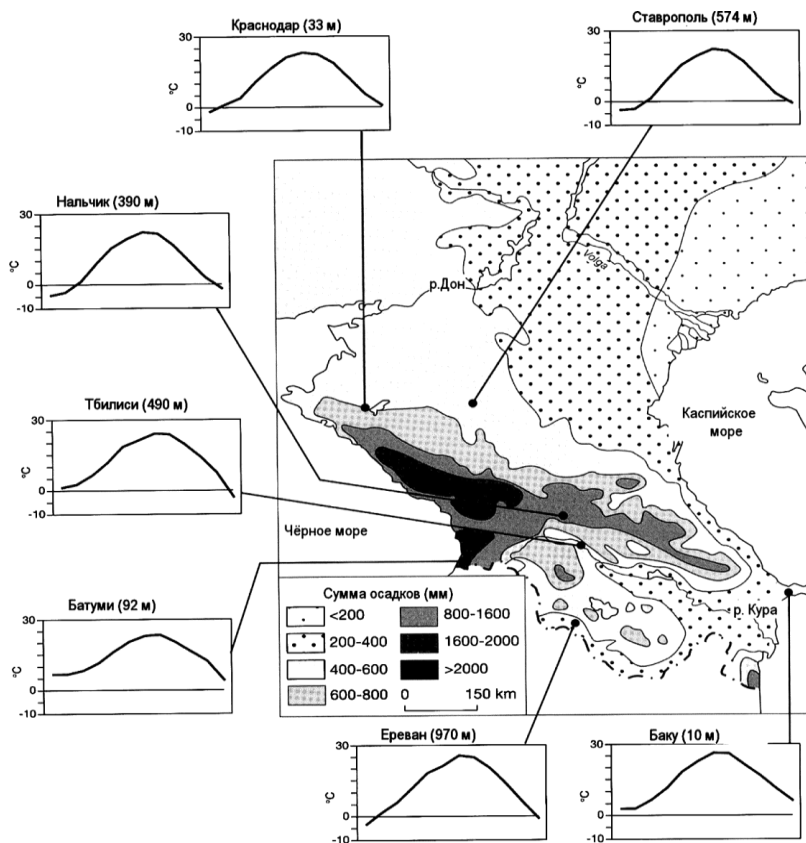


Рис. 14.2. Температурный режим и атмосферные осадки Кавказа. Осадки и их распределение, по В.Н. Котлякову и А.Н. Кренке (из Н. Володичевой)

Температурный режим и пространственное распределение осадков показано на рис. 14.2. Приведенные к уровню моря среднегодовые температуры на севере составляют 10 °С, на юге — до 16 °С. Эта разница создается за счет холодного сезона. В Предкавказье январские температуры составляют

–5 °С, а в Закавказье до 6 °С (Колхида) и до 3 °С (Кура Араксинская область). Среднегодовые температуры в Закавказских депрессиях составляют от 23–24 °С (Колхида) до 25–29 °С в полупустынях сухих субтропиков в долине р. Куры.

Современное оледенение определяется площадью горных территорий, расположенных выше снеговой линии и распределением годовой суммы осадков в области питания ледников. В пределах Водораздельного хребта ледники встречаются от вершины Фишт на западе до горы Бабатаг на востоке. Основная масса их приурочена к Центральному Кавказу между вершинами Эльбруса и Казбеком. По условиям рельефа и климата северный склон Большого Кавказа более благоприятен для развития оледенения. На Малом Кавказе вследствие меньших абсолютных высот ледники отсутствуют. Небольшие ледники есть в Зангезурском хребте, а также на Армянском нагорье (г. Арагац).

Таблица 14.1

Современное оледенение Кавказа (по В.М. Котлякову)

Ледниковые годовых области гор в зоне аккумуляции	Площадь оледенения (кв. км)	Число ледников	Сумма осадков (мм)
Большой Кавказ	1424 (1780)	2047	700 - 2000
Джавахетско-Армянское нагорье	3 (15)	69	-

На Кавказе снеговая линия находится в зависимости от большей или меньшей континентальности климата. В наиболее влажной, западной части Большого Кавказа она располагается на высотах порядка 2800 – 3000 м (Кубань, Клухорский перевал, Бзыбь). В аридной Дагестанской части Большого Кавказа она поднимается до высоты 3500–3700 м.

Растительность

Растительность и флора Кавказа чрезвычайно разнообразны. Это многообразие объясняется сильной расчлененностью рельефа, многообразием экологических обстановок, отличием в пространственном и вертикальном распределении тепла и влаги. Кроме того, Кавказ — регион с проявлением в прошлом ледниковых и межледниковых эпох. Это не раз было причиной депрессии снеговой линии, которая в ледниковые эпохи опускалась ниже современного положения на 800–1000 м. Это смещение снеговой линии приводило к вертикальной миграции высотных растительных поясов, к их деформации. Растения при этом испытывали криогенный морфогенез, что способствовало образованию новых эндемичных видов. Сложная история растительности в кайнозое, геосторически медленное вращение гор в верхние слои тропосферы, разная обращенность хребтов, исторические связи флоры Кавказа с флорой Иранского нагорья, Гирканской флористической областью, контакт с флорой Русской равнины и другие природные признаки Кавказа обусловили особое богатство флоры, которая насчитывает до 6000 видов. Сравним — на огромном пространстве Русской равнины учтено всего около 3500 видов высших растений.

Северный склон Большого Кавказа по набору вертикальных поясов отличается на востоке, в средней и западной частях (рис. 14.3–14.7).

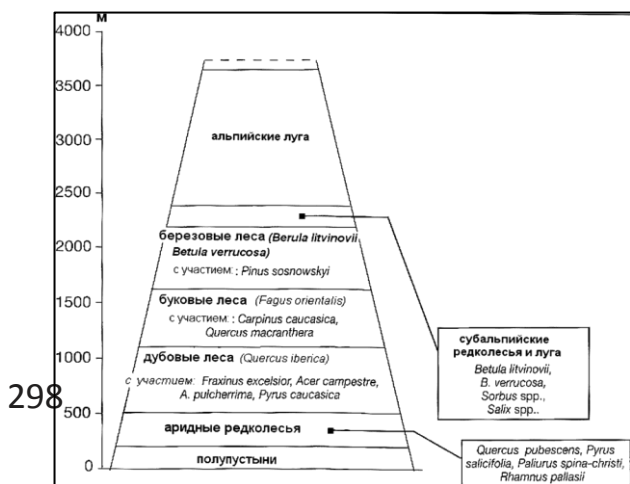


Рис. 14.3. Высотная поясность восточной части северного склона Большого Кавказа (по Н. Володичевой)

ГЛАВА 14.

Рис. 14.4. Высотная поясность центральной части северного склона Большого Кавказа (по Н. Володичевой)

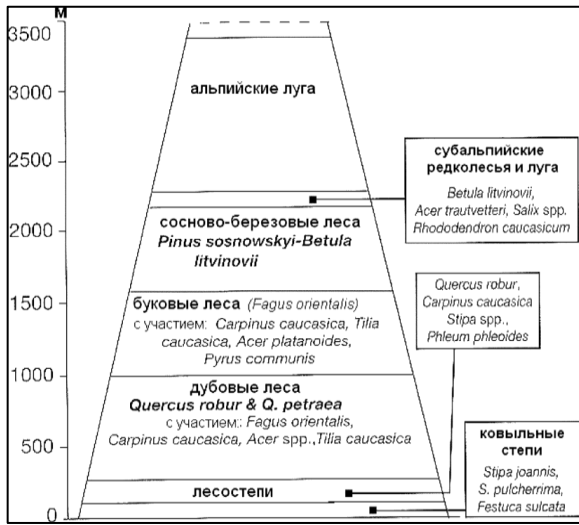


Рис. 14.5. Высотная поясность западной части северного склона Большого Кавказа (по Н. Володичевой)

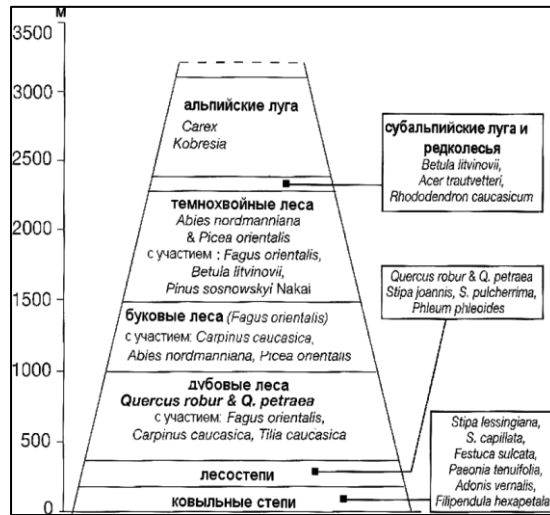


Рис. 14.6. Высотная поясность восточной части южного склона Большого Кавказа (по Н. Володичевой)

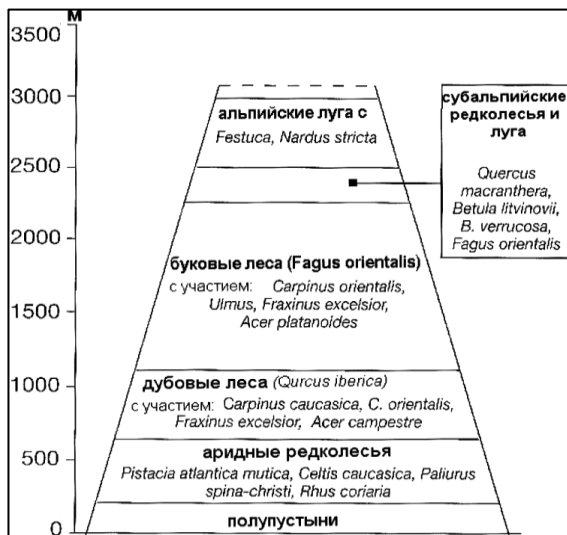


Рис. 14.7. Высотная поясность западной части южного склона Большого Кавказа (по Н. Володичевой)



В восточной, Дагестанской части Большого Кавказа пояс-ность начинается с прикаспийских полу-пустынь и Ногайских степей из бородача, ковылей, полыней, солянок. Этот пояс в диапазоне высот 500–800 м замещается шибляком — аридным листовидным редколесьем из дуба пушистого, кизила, барбариса, держидерева, крушины, шиповников и т. д. Верхняя граница шибляка зависит от экспозиции склона. На южных склонах она расположена выше. Следом за ксерофитным редколесьем идут горные дубовые леса с вязом, видами клена, грушей (*Pyrus*) и т. д. Их замещают буковые леса с грабом, выше — березовые редколесья, больше — по долинам рек. На высоте 2200–2300 м — субальпийская растительность — березовокустарниковые редколесья и высокотравные луга. Высокотравные субальпийские луга сложены копеечником, овсяницей, вейником, дикими ячменями. На наиболее сухих склонах размещаются нагорные ксерофиты, в том числе подушечники — эспарцет, акантолимон и проч. Альпийские низкотравные луга поднимаются вплоть до снеговой линии (3400–3600 м).

В центральной части северного макросклона Большого Кавказа более мезофильный набор поясов (рис. 14.3, 14.4). Здесь выклинивается пояс аридного редколесья, от подножия идут ковыльные степи (почти полностью распаханы), лесостепи, выше — дубовые леса, переходящие в буковые леса. Важное отличие от дагестанского спектра высотной растительности — наличие пояса сосновоберезовых лесов.

При движении на запад гумидность климата северного склона Большого Кавказа усиливается. В системе поясов особо выделяется пояс темнохвойных лесов с *Abies nordmanniana*, *Picea orientalis* с участием бука восточного, березы Литвинова, сосны кавказской. Выше узкой полосой прослеживается пояс субальпийских высокотравных лугов, стлаников из рододендрона. С высоты 2400–2500 м — альпийские луга из кобрезии, мятликов, осок и многочисленного разнотравья.

Южные склоны Большого Кавказа тоже отличаются на западе и на востоке.

От Кура-Араксинской низменности выше по южному склону Большого Кавказа можно проследить следующие пояса растительности (см. рис. 14.5–14.7): полупустыни и шибляк, которые в более влажном высоком поясе замещаются дубовыми лесами, идущими до высоты 1000–1200 м. Далее вверх — широкая полоса буковых лесов с набором листовидных пород и многочисленными кустарниками. Субальпийские редколесья и луга замещаются влажными альпийскими лугами.

Западное Закавказье — область влажной субтропической растительности. Поэтому вдоль р. Риони прямо от побережья начинаются богатые леса Колхиды. Выделяются два типа местообитаний: относительно плакорный тип в нижней части склонов, другой — интразональноазональный, заболоченный. На плоских участках, на красноземах, сохранились с третичного времени (миоцен — плиоцен) богатейший состав леса с дубом (*Quercus hartwissiana*, *Q. Iberica*), грабом (*Carpinus caucasica*), буком восточным (*Fagus orientalis*), падубом водолистным (*Ilex aquifolium*), самшитом (*Buxus colchica*). Это все — вечнозеленые деревья, перевиты плющом колхидским и виноградом. Многообразие древесной флоры увеличивается другими видами: хурма (*Diospyros lotus*), груша (*Pyrus balansae*), лавр (*Laurus nobilis*), липа (*Tilia ledebourii*), ясень (*Fraxinus excelsor*), дзельква (*Zelkova carpinifolia*), рододендрон (*Rhododendron ponticum*), гранат (*Punica granatum*), каштан (*Castanea sativa*). В подлеске — обилие

папоротников, вероника, шалфей и множество других трав. На заболоченных участках — ольха (*Alnus barbata*), птерокарии (*Pterocarya pterocarya*), ивы, хмель, ежевика и т. д. Это многообразие древних реликтов позволяет считать Колхиду важным флористическим центром Северной Евразии. Именно здесь сохранились многие виды растений, имевшие в олигоцене — миоцене — плиоцене широкий ареал по всей Северной Евразии (полтавская и тургайская флоры). Ныне этот ареал сильно сокращен и разорван. Многие виды и сообщества сохранились в субтропических районах Юго-Восточной Азии. Выше в горах леса Колхиды сменяются каштановыми лесами с участием кавказских видов бука, дуба, липы, кленов, а еще выше — буковыми и хвойношироколиственными пихтовоеловыми лесами с примесью вяза, липы, бука, тисса. Субальпийский пояс на западе южного склона Большого Кавказа сложен березовым редколесьем с рододендромом. Завершают спектр поясности — альпийские, влажные луга.

Особняком в отношении растительности стоит Армянское нагорье. По природным условиям эти горы относятся, без сомнения, к Передней Азии. Поясность растительности сложена преимущественно ксерофитными группировками, поскольку климат Армянского нагорья резкоконтинентальный горный, явно аридный. В нижней части склонов гор обычна пустынная растительность из полыней и солянок (*Salsola gemmascens*, *S. Tomentosa*, *S. cana*, *S. ericoides* и др.). Этот пояс заканчивается на высоте 1000 м. Выше, как и в Дагестане, расположен пояс аридного листовенного редколесья — шибляка. В его состав входят явно ксерофитные древесные растения: миндаль, фисташка — ксерофитный реликт третичной эпохи, крушина, держидерево, дуб пушистый. На высоте 1300 м появляется другой пояс ксерофитной растительности — нагорные ксерофиты: колючетравье, подушечники. Выше четкой и достаточно широкой полосой (1700–2500 м) лежит пояс горных степей, по составу близкий к зональным степям: типчак, ковыли, овсец, полынь. Еще выше — богатые остепненные высокотравные луга (2500–2900 м) с осокой, кострами, мятликами, многочисленными бобовыми, губоцветными и прочим разнотравьем. Завершается спектр поясов в Высоком Закавказье низкотравными коврами лугами.

14.2. ГОРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Тектоническое строение Средней Азии довольно подробно изложено во второй главе, магматизм — в третьей главе, геологическое строение показано в четвертой главе, а рельеф — в шестой главе, в этой главе обратим внимание читателя на развитие ландшафтов в кайнозое.

Общая тенденция развития климата и соответствующей растительности от жаркого аридного (*палеоцен — эоцен*) к гумидному горному (*олигоцен — миоцен — плиоцен*) и нарастающей континентализацией (*плейстоцен — голоцен*) — вплоть до ультрааридного усложнялась проявлением плювиальных эпох, соответствовавших в этих широтах фазам общего похолодания (оледенения).

Макроклиматические ритмы заметно перестраивали пространственное и вертикальное распределение типов растительности. Это можно проиллюстрировать двумя картами. Первая карта (рис. 14.8а) отображает состояние ландшафтов в

эпоху последней, *микулинской (земской) межледниковой эпохи* (120–130 тыс. лет назад), вторая (рис. 14.8б) — в эпоху *валдайского оледенения* (90–18 тыс. лет назад).

Межледниковье (рис. 14.8а) — очень теплое время, снеговая линия сдвинута вверх, развитие ледников в горах минимальное. Аридизация климата (ксеротермическая фаза — по И.П. Герасимову) способствовала развитию на равнинных пространствах, примыкавших к горам, ксерофитных флористических комплексов, во многом аналогичных со временным пустыням. Орографические ловушки и экранирующие к воздушным массам горные склоны сохраняли пояс лесной растительности. В Тянь-Шане — это широколиственные (*Juglans, Acer, Tilia, Platanus, Malaceae* и др.) и еловые леса с тяньшаньской елью и горными можжевельновыми редколесьями. В западных хребтах Памиро-Алая до позднего плейстоцена сохранялись *Cedrus deodara* и сосны гималайской группы (*Pinus gegardiana, P. excelsa*), реже — *Picea webiana*, а также богатый набор широколиственной флоры, в том числе *Tilia, Quercus, Carpinus, Juglans, Corylus, Malaceae* с многочисленными кустарниками.

На рис. 14.8б показано состояние ландшафтов в максимальную фазу последней ледниковой эпохи. Депрессия снеговой линии в это время могла составлять 800–900 м. Внутренний Тянь-Шань и Памир — области значительного оледенения и развития криофильной пустынной и горной степной растительности. Хвойные и широколиственные леса заняли более увлажненный, с прохладным климатом, нижний ярус гор и предгорья. В связи с увлажнением климата на равнинных пространствах и в предгорьях более полно были представлены степи и высокотравный эфемеретум (субтропические «степи»). Сюда же проникали бореальные элементы флоры, в том числе сосна, ель, береза и сопутствующие им споровые растения.

На завершающих этапах позднего плейстоцена и в голоцене в результате активной тектонической фазы, продолжающейся и в настоящее время, леса Гиндукуш-Гималайского типа в Памиро-Алае исчезли, оставив в горах лишь некоторые реликты споровых и травянистых растений. В Тянь-Шане на уровне летних осадков сохранились поясно выраженные еловые леса.

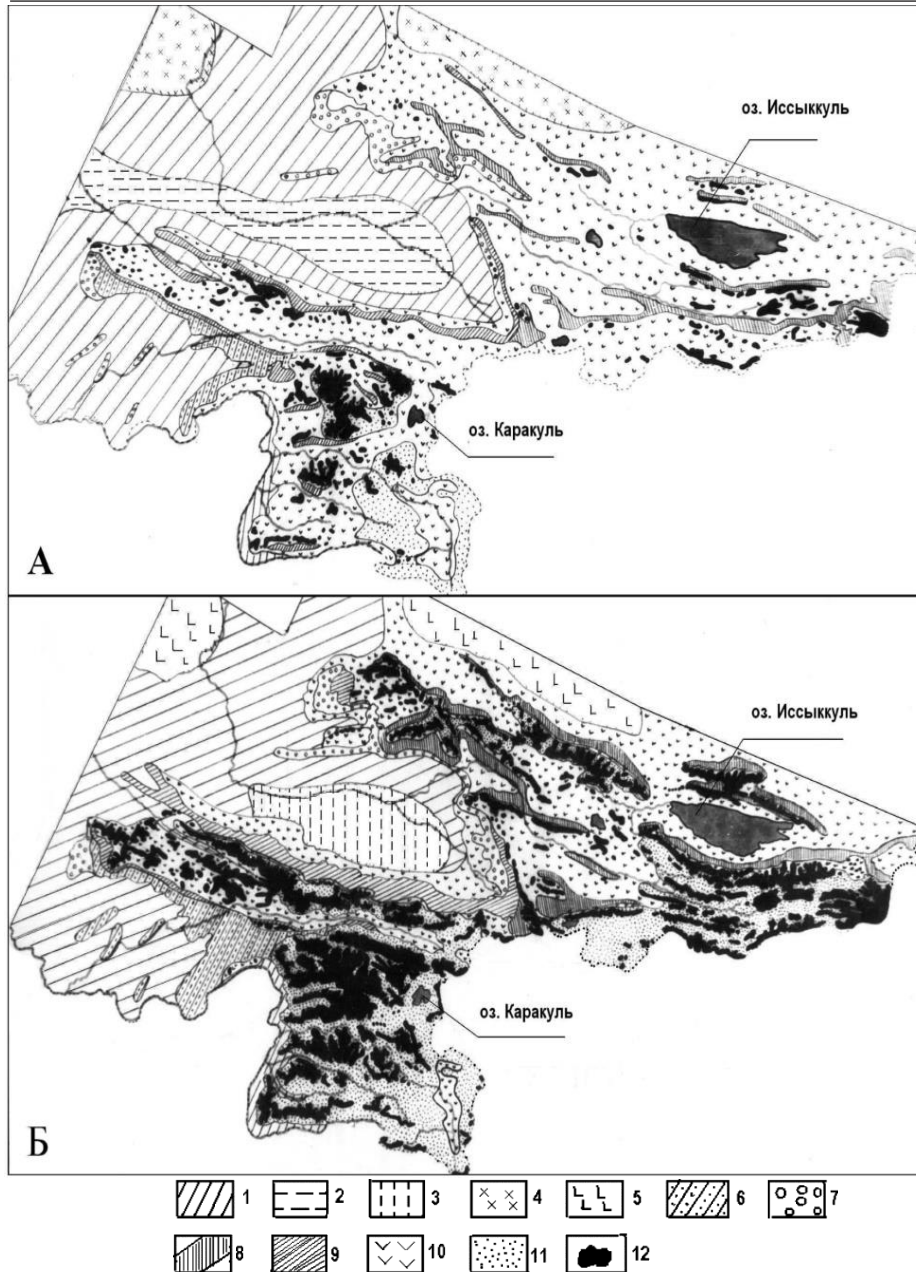


Рис. 14.8. Растительность гор и прилегающих равнин Средней Азии в межледниковую эпоху (130–120 тыс. лет назад) (А) и в ледниковую (плювиальную) эпоху 90–20 тыс. лет назад (Б) (по М.Пахомову).

1 — эфемеретум (субтропические «степи» в сочетании с шибляком ксерофитными редколесьями); 2 — полынные и полынносолянковые пустыни; 3 — полынноразнотравные степи; 4 — песчаные кустарниковые пустыни; 5 — лесостепные сообщества бореального типа (бореальные мигранты) в сочетании с автохтонными элементами пустынной флоры; 6 — реликтовые хвойные и хвойношироколиственные леса ГиндукушГималайского типа (*Pinus gerardiana*, *P. excelsa*, *Cedrus deodara*, *Juglans*, *Tilia*, *Corylus*); 7 — широколиственные леса (*Juglans*, *Acer*, *Platanus*, *Tilia* и др.) в сочетании с мезофильными кустарниками; 8 — горные еловые леса с *Picea schrenkiana*; 9 — арчовые (можжевеловые) редколесья; 10 — варианты горных дерновиннозлаковых степей; 11 — высокогорные холодные пустыни; 12 — ледники (по А.К.Трофимову)

Климат гор и прилегающих равнин Средней Азии определяется тремя главными факторами: их внутриматериковым положением и удаленностью от океанов — основных источников атмосферной влаги; расположением в сравнительно низких широтах с относительно большой величиной радиационного баланса; устройством поверхности, от которой во многом зависят циркуляционные процессы, особенно в горных районах. Климатические области (рис. 14.9) имеют следующие особенности.

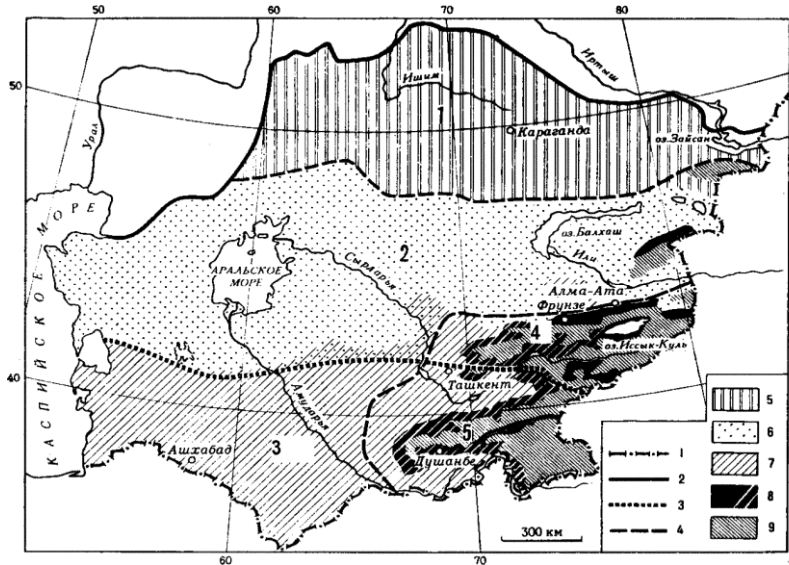


Рис. 14.9. Климатические области Средней Азии и Центрального Казахстана (по Б.П. Алисову).

1 — внешняя граница государств Средней Азии и Центрального Казахстана; 2 — граница Средней Азии и Центрального Казахстана с Сибирью, Уралом и Прикаспийской низменностью; 3 — граница климатических поясов; 4 — граница климатических областей; 5 — степи и полупустыни; 6 — пустыни; 7 — субтропические пустыни с эфемерной растительностью; 8 — горные леса; 9 — горные луга, лугостепи, холодные пустыни и горные тундры. Названия областей (1–5) на карте см. в тексте

— субтропические пустыни с эфемерной растительностью; 8 — горные леса; 9 — горные луга, лугостепи, холодные пустыни и горные тундры. Названия областей (1–5) на карте см. в тексте

1. *Континентальная степная область.* Южная граница области совпадает с северной границей пустынь и расположена в пределах большой барической оси континента. Поэтому в зимнее время она подвержена влиянию холодных континентальных масс, поступающих со стороны Сибири и монгольского максимума. Среднеянварские температуры составляют минус 15°– 18 °С. В летнее время поверхность сильно разогревается, температура воздуха составляет 22–25 °С. Общая сумма осадков 200–300 мм.

2. *Континентальная Северо-Туранская область.* Как и в степной области, здесь в зимнее время преобладают континентальные холодные северо-восточные массы Сибири. Поэтому на северо-востоке области январские температуры составляют –15 °С, а на юго-западе — до минус 2–3 °С. Лето очень жаркое, температура июля 25–30 °С. В летнее время сюда проникают воздушные массы со стороны Западной Сибири и Восточно-Европейской равнины. Но они в процессе движения теряют свою влагу, а в пределах Северо-Туранской области нагреваются и трансформируются в тропическую воздушную массу. Сумма осадков здесь в пределах 100–200 мм.

3. *Континентальная Южно-Туранская область* расположена уже в пределах субтропического климатического пояса. Температура января здесь положительная, до

ГЛАВА 14.

2–3 °С. Лето очень жаркое, бездождное. Температура июля — до 30–35 °С. Общая сумма осадков 150–200 мм. Выпадают в основном в зимневесенний период.

4. *Горная область Тянь-Шаня* связана с циркуляционными процессами, протекающими над Казахстаном и Западной Сибирью. Климат характеризуется четкой вертикальной дифференциацией. По высоте изменяется сумма осадков, среднегодовые температуры и суммарная теплообеспеченность. По степени атмосферной увлажненности можно выделить четыре основных пояса: теплоаридный — от пустынных и степных предгорий до границы лесного пояса; гумидный — к нему приурочен пояс горной тайги и другой поясно выраженной древесной растительности; субальпийский и альпийский пояса разной степени увлажненности, но с суммой осадков меньшей, чем в лесном поясе; нивальный пояс — выше снеговой линии, где сумма осадков (преимущественно в твердом виде) резко увеличивается в 2–3 раза. В Тянь-Шане температура падает с высотой на каждые 100 м подъема на 0,5 °С в январе и на 0,7 °С в июле. На наветренных склонах западной экспозиции в среднем поясе гор сумма осадков составляет до 800–1000 мм. Роль орографических экранов в распределении осадков в горах Средней Азии можно проиллюстрировать следующими показателями (табл. 14.2).

Таблица 14.2

Роль меридиональных хребтов в распределении осадков

Меридиональные хребты	Годовая сумма осадков, мм	
	к западу от хребта	к востоку от хребта
Академии наук	1000	73
Ферганский	800–1000	200–400
Система поперечных поднятий на западе Восточного Памира	300	100

5. *Горная область Памиро-Алая*. Основные климатообразующие факторы: высокая суммарная солнечная радиация, циклоническая деятельность иранской ветви фронта умеренных широт и высотная поясность. Поскольку область расположена в субтропическом климатическом поясе, то в предгорьях январская температура составляет от –2 °С до +2 °С. А на высоких плато (до 4000 м и выше) — до минус 20 °С. Июльская температура в предгорьях составляет 25–30 °С, а на высоких плато 7–8 °С. На наветренных склонах хребтов (Гиссарский, Дарвазский) в лесном поясе выпадает до 1000–1600 мм осадков в год, но преимущественно в зимневесеннее время. Иллюстрацией теплообеспеченности вертикальных поясов может служить динамика изменения активных (>10 °С) температур с высотой (табл. 14.3).

Среднегодовые суммы активных температур для различных высот некоторых хребтов Памиро-Алая

Высота, м	Зеравшанский	Гиссарский	Дарвазский	Западный Памир	Восточный Памир
1800	3050	3160	2970	3670	—
2200	2420	2430	2300	3100	—
2600	1670	1600	1580	2450	—
3000	820	820	920	1770	—
3400	—	—	—	1020	1150

Такая же закономерность, но с несколько меньшими суммами активных температур, характерна и для Тянь-Шаня.

Иллюстрацией различной вертикальнопоясной тепло-обеспеченности может служить также предельная граница возделывания некоторых сельскохозяйственных культур в Тянь-Шане и на Памире (табл. 14.4).

Таблица 14.4

Абсолютная высота (м) верхней границы возделывания некоторых сельскохозяйственных культур

С/х культура	Тянь-Шань	Памир
Хлопчатник	850–1000	1000–1200
Зерновые	2800–3000	3000–3500
Кукуруза	1200	1900
Яблоня, абрикос	1800–2000	2500–2800
Виноград	1400	2300

Оледенение. Несмотря на то, что горы Средней Азии расположены в центре Евразии и удалены от источников увлажнения, площадь оледенения здесь достаточно большая. Это объясняется тем, что, во-первых, наветренные склоны и орографические ловушки, как правило, получают больше осадков (табл. 14.5). В связи с этим количество осадков в зоне аккумуляции ледосборных бассейнов значительно превышает общезоновую сумму осадков. Вторая причина заключается в том (об этом уже говорилось), что выше снеговой линии в горах сумма осадков резко увеличивается.

Таблица 14.5

Современное оледенение гор Средней Азии (из О.Е. Агаханянца)

Ледниковые области гор	Площадь оледенения, км ²	Число ледников	Суммы годовых осадков в зоне аккумуляции, мм
Западный Памир	2180	>3000	1700–3500
Памир	7530	>7000	350–2500
Тянь-Шань	8622	7800	600–1300

Все это влияет на географию главных центров оледенения (рис. 14.10). Суммарная площадь современного оледенения в Памиро-Алае составляет 9720 кв.км, в Тянь-Шане — 8622 км². Снеговая линия в наветренных хребтах расположена на высоте 3200–3500–3700 м, но в континентальных внутренних районах Тянь-Шаня, Восточного Памира она повышается до 4500–5000 м и выше. Изменение высоты снеговой линии следует за увеличением континентальности климата к востоку.

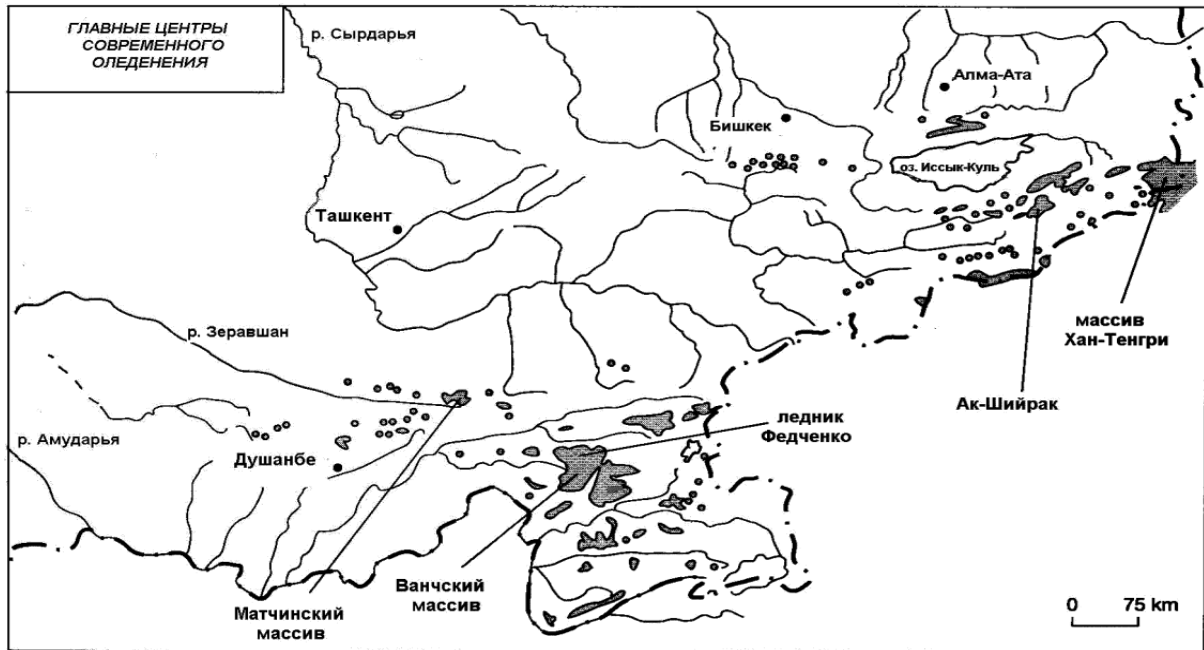
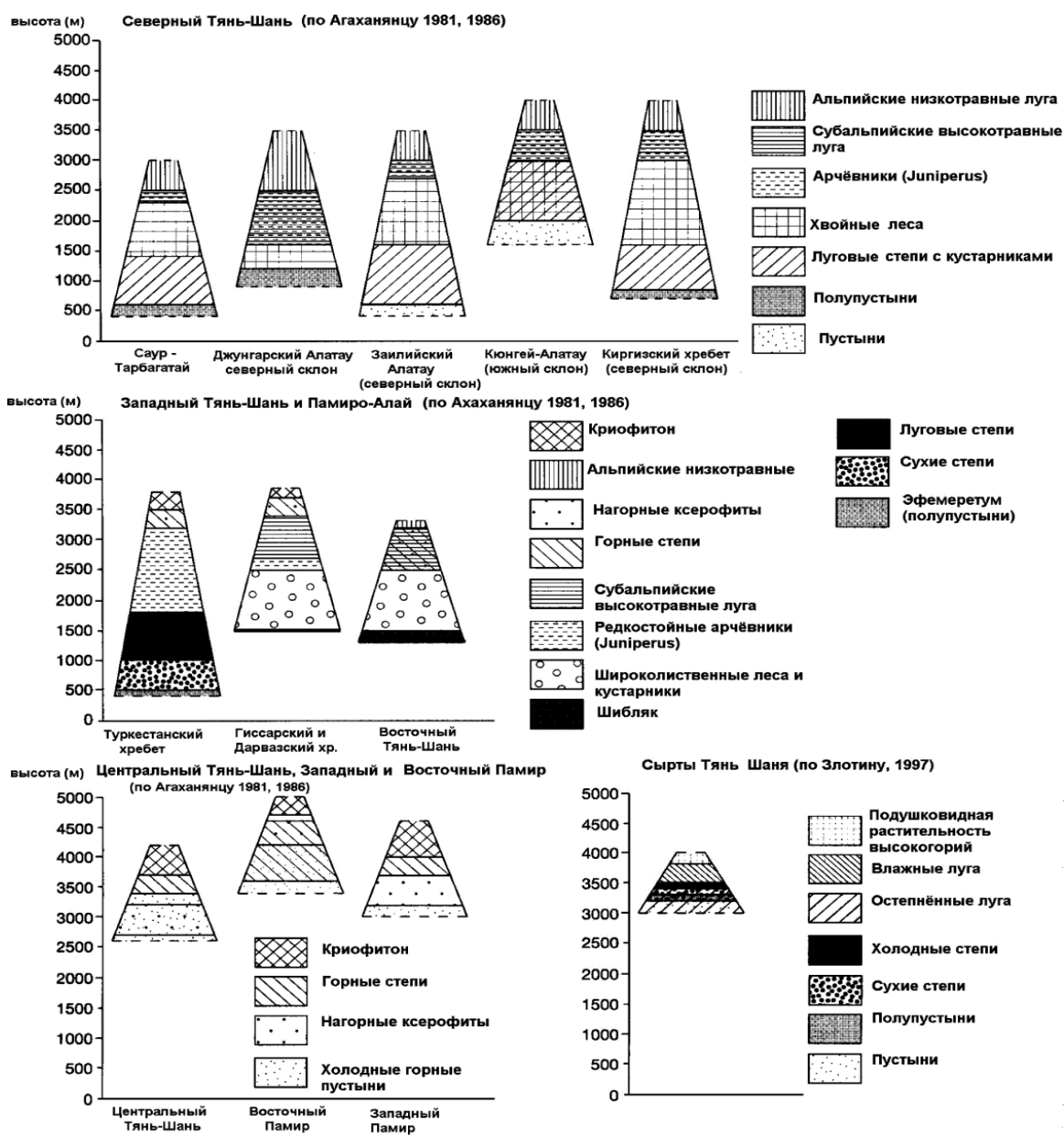


Рис. 14.10. Главные центры современного оледенения гор Средней Азии

Вертикальная поясность растительности. Согласно классификации О.Е. Агаханянца, горы Средней Азии относятся в основном к континентальной группе поясности. К ультраконтинентальной отнесены Внутренний Тянь-Шань, Западный и Восточный Памир. Напомним, что к континентальной группе поясности относится поясность таких гор, у подножий которых расположен пояс нелесной растительности (степи, пустыни), а лесной пояс занимает среднюю, наиболее увлажненную часть вертикального профиля гор, выше которой располагается тоже нелесная растительность (субальпийская, альпийская и разрозненный криофитон).

Классическим примером континентального типа поясности могут служить горы Северного Тянь-Шаня (рис. 14.11). Здесь у подножий хребтов располагается пояс пустынь и полупустынь. В зависимости от географического положения хребта граница пояса пустынь или полупустынь сдвинута вверх до высоты 1000 м и более (Джунгарский Алатау, Кюнгей Алатау) или опущена совсем в предгорья. В сложении растительности нижнего яруса гор Северного Тянь-Шаня принимают участие пустыни северного типа из полыни сероземной, сублессинго вой, солянок, биюргуна. На высоте 800–1000 м господство переходит к луговым степям (с кустарниками) — ковыльным, типчаковым, пырейным с примесью полыни и шалфея. Среди кустарников — жимолость мелколистная, шиповники. С высоты порядка 1500 м начинается лесной пояс из ели Шренка (*Picea schrenkiana*) и пихты (*Abies sibirica*) с примесью березы, рябины, с кустарниками: малиной, жимолостью, барбарисом, шиповниками. Вместе или над лесным поясом располагаются стелющиеся можжевельники (арчовники) на луговостепном фоне. Выше можжевельников и высокотравных лугов располагаются альпийские низкотравные луга, сложенные кобрезией, осокой, чабрецом. На общем фоне травостоя встречаются фиалки, горечавки, анемоны, крупки, лютики, лапчатки, эдельвейс, луки и т. д. Этот пояс соприкасается со снеговой линией.

Рис. 14.11. Поясные спектры растительности гор Средней Азии



Западный Тянь-Шань и Памиро-Алай отличаются тем, что здесь у подножий часто встречаются уже типично древнесредиземноморские типы растительности — эфемеретум, шибляк или, как в Туркестанском хребте, сухие дерновиннозлаковые степи. Кроме того, здесь хорошо выражен пояс широколиственных лесов (Гиссарский, Дарвазский, Ферганский хребты). В широколиственных лесах принимают участие грецкий орех, виды клена, платан, вяз, некоторые плодовые, а также многочисленные кустарники — экзохорда, шиповники, карагана и другие. Здесь сохранился дикий виноград (*Vitis*). В этом поясе высокоотравные луговые группировки сложены зонтичными (*Prangos pobularia*, *Ferula kuchistanica*) и высокоотравными злаками — ячмень, пырей и др.

ГЛАВА 14.

Особая структура поясности в высоко поднятых горах Центрального Тянь-Шаня и Памира. Здесь поясность начинается с высоты 2500– 3000 м, а поясные элементы представлены явно ксерофитными сообществами: холодными горными пустынями (нередко на многолетней мерзлоте), вариантами горных холодных степей, нагорными ксерофитами, подушковидной растительностью.

14.3. ГОРЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Географическое положение. Горы Южной Сибири представляют собой систему складчатоглыбовых массивов, расположенных в центре азиатского континента в значительном удалении от океанов. Они отделяют равнины Западной Сибири и приподнятое плоскогорье Средней Сибири от аридной Центральной Азии. Протяженность их с запада на восток почти 4500 км (рис. 14.12). В состав гор Южной Сибири входят Алтай, Кузнецкий Алатау и Салаирский кряж, Саяны, горы Тувы и Прибайкалье, Забайкалье и Становое нагорье. Расположение в глубине континента и в области переменного Монгольского максимума обуславливает высокую степень континентальности климата. Суровая зима исключает возможность произрастания здесь широколиственных лесов. Невысокие предгорья Алтая и межгорные котловины по климату, характеру почв и растительности сходны со степями юга Западной Сибири, а горные леса — с лесами Енисейского кряжа и Южной Якутии.

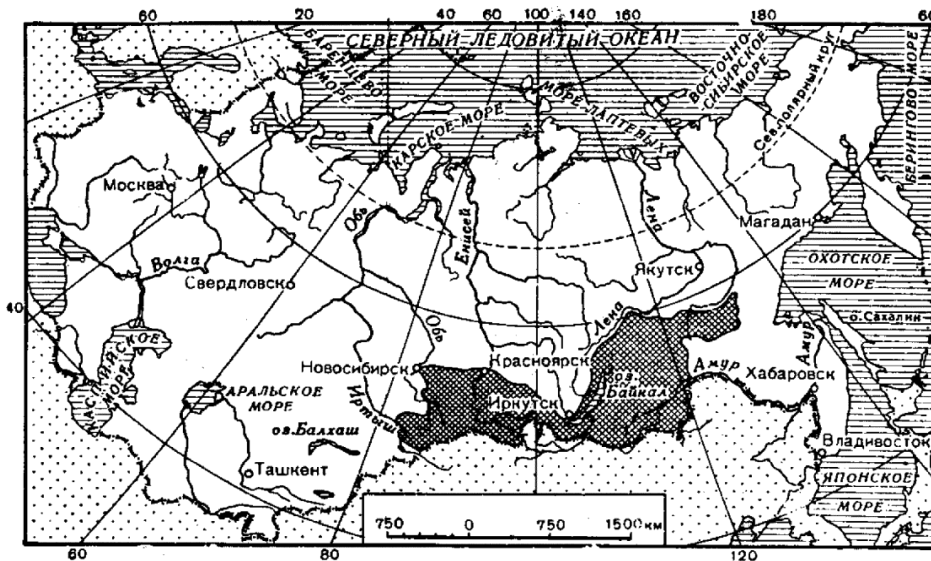


Рис. 14.12.
Географическое
положение гор
Южной Сибири

В то же время в пограничных с Центральной Азией областях, таких, как Тува, в условиях аридного климата

распространены типичные монгольские полупустыни и степи с большим участием монгольских видов полыни. Горный пояс Южной Сибири существенно влияет на формирование ландшафтов Центральной Азии. Он загораживает ее от проникновения воздушных масс с запада и севера, а также изолирует Сибирь от вторжения сухих и теплых воздушных масс, формирующихся в летнее время над Центральной Азией.

Рельеф. Современный рельеф сильно расчлененных гор Южной Сибири сравнительно молодой, т. к. главную роль в его формировании играли новейшие, в

особенности — четвертичные тектонические движения. В целом рельеф имеет ярусное строение, который можно рассмотреть на примере Алтая (см. рис. 6.19).

Альпийский высокогорный рельеф связан с районами особенно активных четвертичных поднятий. Его особенности: сильная расчлененность, большая амплитуда высот, крутосклонность, активное гравитационное разрушение массивов, распространение современного и следов древнего оледенения. Занимая до 6 % от общей площади гор Южной Сибири, этот ярус рельефа обладает наиболее суровым климатом, активным морозным выветриванием, наличием солифлюкционного рельефа и другими признаками, свойственными для высокогорий с многолетней мерзлотой.

Среднегорный рельеф наиболее типичен и занимает до 60 % территории. Его гипсометрические пределы от 800 до 2000–2200 м абс. высоты. Этот ярус рельефа формировался преимущественно в результате эрозионного расчленения доорогенной поверхности. Благодаря четвертичным поднятиям и речным врезам амплитуда относительных высот здесь колеблется в пределах от 200–300 м до 700–800 м. Длительный и интенсивный размыв в этом ярусе обусловил небольшую мощность рыхлых отложений и преобладание эрозионных форм рельефа в речных долинах. Именно в среднегорном ярусе сохранились остатки рельефа в виде древних поверхностей выравнивания, поднятых на значительные высоты. В Восточном Алтае, Саянах, и Северной Забайкалье такие поверхности выравнивания чаще всего встречаются на высоте от 1500 м до 2500–2600 м. Это плоские широкие плато. Такие поверхности сохранились, но крайне ограниченно, и на вершинах альпийских хребтов (Северо-Чуйские белки) на высоте 3500–3800 м. Это та же доорогенная поверхность, разбитая тектоникой на отдельные блоки. Более или менее высокое положение этой поверхности определяет области большей или меньшей интенсивности новейших поднятий.

Низкогорный рельеф занимает высоты в пределах 300–800 м. Это чаще всего неширокие гряды или цепочки сопок. Межгрядовые понижения заняты долинами небольших и маловодных рек или же крупными транзитными реками. Низкогорный рельеф выработан главным образом в рыхлых неогенчетвертичных отложениях.

Межгорные котловины — важный элемент рельефа гор Южной Сибири. Они обычно ограничены крутыми склонами соседних хребтов и сложены четвертичными отложениями разного генезиса, в том числе и ледниковыми. Большинство межгорных котловин расположено на высотах от 400–500 м до 1200–1300 м. Некоторые котловины заняты степью (Чуйская степь на абсолютной высоте 1750–2000 м), другие (например, в Северном Забайкалье) — заболочены.

Верховья крупных рек, испытавшие неоднократное оледенение в четвертичное время, имеют *троговый* характер долин.

Климат. Горы Южной Сибири расположены в глубине континента Евразии. Влияние западного переноса влажных атлантических масс ощущается на западе, но затухает при движении с запада (Алтай) на восток (Забайкалье). Влияние тихоокеанских воздушных масс на климат незначительное, оно ограничено летним сезоном (июль–август) и наличием орографических барьеров (Сихотэ-Алинь, Большой Хинган). Горы Южной Сибири расположены в области многолетней мерзлоты. Низкие температуры *зимнего отрезка времени* и наличие многолетней мерзлоты

обуславливают быстрое охлаждение поверхности. В этих условиях над холодными горами Южной Сибири в соединении с Якутией формируется область повышенного атмосферного давления — азиатскомонгольский максимум. Наличие этого максимума, создающего частые антициклональные погодные условия, затрудняет проникновение сюда посторонних воздушных масс. Все это делает зиму исключительно холодной и малоснежной. Так, в Южном Забайкалье средняя температура воздуха в январе составляет $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$, а абсолютный минимум находится на отметке минус $52\text{--}56\text{ }^{\circ}\text{C}$. Абсолютная амплитуда — в пределах $80\text{--}90\text{ }^{\circ}\text{C}$. В центральной части монгольского антициклона в январе атмосферное давление может достигать $770\text{--}775\text{ мм}$. Поэтому зима, как правило, малооблачная, осадки незначительные, снежный покров местами сметается ветром, а при сильных морозах почва с поверхности промерзает на глубину нескольких метров.

Лето в горах Южной Сибири теплое. По подножию гор проходит июльская изотерма $16\text{ }^{\circ}\text{C}$. В межгорных котловинах, где встречаются степи и полупустыни, средняя июльская температура может достигать $22\text{--}23\text{ }^{\circ}\text{C}$. Сумма активных температур изменяется с запада на восток. Так на абс. высоте 500 м она составляет на Алтае 2400° , в Восточном Саяне 1600° , а в Северном Забайкалье — только $1000\text{--}1100^{\circ}$. В летнее время, когда монгольский максимум ослабевает или распадается совсем, в пределы Южной Сибири свободно проникают влажные воздушные массы западного переноса. Именно поэтому в горах Южной Сибири максимум от годовой суммы осадков приходится на летнее время. Наибольшее годовое количество осадков отмечается в Западном Алтае ($1500\text{--}2500\text{ мм}$), а минимальное — в Забайкалье ($200\text{--}300\text{ мм}$). В Алтае, Кузнецком Алатау Западных Саянах, куда проникают влажные воздушные массы, лето дождливое, а в зимнее время мощность снежного покрова может составлять $2\text{--}2,5\text{ м}$. Иллюстрацией уменьшения влажности и нарастания континентальности климата может служить распределение площади современного оледенения гор Южной Сибири. На Алтае, горные хребты которого поднимаются выше снеговой линии и служат экраном на пути движения воздушных масс, а атлантические циклоны несут осадки летом и зимой, горное оледенение составляет более 600 км^2 . В Восточных Саянах оно едва достигает 10 км^2 , а на востоке Станового нагорья — около 15 км^2 . В этом же направлении увеличивается площадь и мощность многолетней мерзлоты.

Снеговая линия в горах Южной Сибири четко выражена только в Алтае. В условиях континентального климата она лежит высоко. Даже во влажных, западных районах Алтая она не опускается ниже $2300\text{--}2400\text{ м}$. На северных склонах Центрального Алтая, в районе Катунских и Чуйских белков, снеговая линия поднимается до высоты $2500\text{--}3000$, на южных — до высоты $2600\text{--}3300\text{ м}$. В хребте Чихачева снеговая линия достигает высоты $3100\text{--}3500\text{ м}$. Так различные климатические условия корректируют положение снеговой линии.

Формирование ландшафтов в кайнозойское время

Четвертичный период (плейстоцен) отмечен усилением тектонических поднятий, окончательным оформлением пояса гор на юге Сибири (см. рис. 14.12). Горы Алтая поднялись выше хионосферы, сформировалась постоянная снеговая линия. Вместе с

тектоническим воздыманием горы сильнее расчленились реками, образуя значительные врезы. Древние поверхности выравнивания, фрагменты которых сохранились до настоящего времени (см. рис. 6.19), поднимались, дробились, подвергались активной эрозии. Котловина Байкала приобрела современный облик. Поступательно и ритмично усиливалось общее глобальное похолодание. В эоплейстоцене получила широкое развитие темнохвойная тайга из кедровой сосны, ели, пихты, в которой еще сохранялись в качестве реликтов экзотические сосны из секции *Strobus*, *Tsuga* и узкий набор широколиственных по род: *Tilia*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*. Но уже в позднем эоплейстоцене в предгорьях и межгорных котловинах все более широкое развитие начинают приобретать разнотравные и разнотравнопопыннозлаковые степи. В ледниковые эпохи эти сообщества расширились, приобретая облик ландшафтных перигляциальных тундростепей.

До сих пор остается дискуссионным вопрос о времени становления тундростепных сообществ в Сибири. Большинство авторов сходятся во мнении, что тундростепи Сибири, как особый тип ландшафта, своим происхождением связаны с периодами сильного похолодания, с ледниковыми эпохами. В это время усиливались антициклональные явления над охлажденной поверхностью Евросибири, нарастала криоаридизация климата. Ландшафтная роль лесных зональных сообществ сильно сокращалась. В этих условиях наиболее активными были элементы степной и пустынной растительности, индифферентные к температуре и более конкурентноспособные в условиях холодного аридного климата.

Поясные спектры растительности гор Южной Сибири. Согласно классификации О.Е. Агаханянца, растительность гор Южной Сибири относится к степному классу поясности. Но поскольку климат в горах Южной Сибири имеет не только западно-восточное измерение, но его разнообразие усугубляется разной экспозицией мегасклонов хребтов и разной степенью увлажненности по вертикали, спектры высотной по ясности очень разнообразны.

Алтай отличается сложной орографией с хребтами субмеридионального и широтного простирания (см. рис. 14.13). Экранирующая роль хребтов обуславливает контрастное распределение осадков — от 100–200 мм до 2000–2500 мм. В соответствии с климатическими различиями высотные пределы поясов в разных частях Алтая испытывают значительные изменения. Г.Н. Огуреева выделила в Алтае пять вариантов поясности по степени нарастания континентальности климата (рис. 14.14). Западный и Центральный Алтай имеют практически сходный спектр поясов — от предгорных ковыльных степей (ныне сильно распаханых) с типчаком, тонконогом, видами полыни — до гольцов (рис. 14.14). Между этими крайними поясами снизу вверх выделяются пояс луговых степей, лесостепной, пояс тайги (черневая тайга из кедровой сосны и пихты, а также варианты тайги с лиственницей и сосной обыкновенной), высокотравных и низкотравных лугов, горной тундры и гольцов. Но Западный Алтай имеет более влажный климат, поэтому здесь все пояса сдвинуты вниз.

На старых вырубках часто формируются мелколиственные леса с березой, осиной и многочисленными кустарниками.

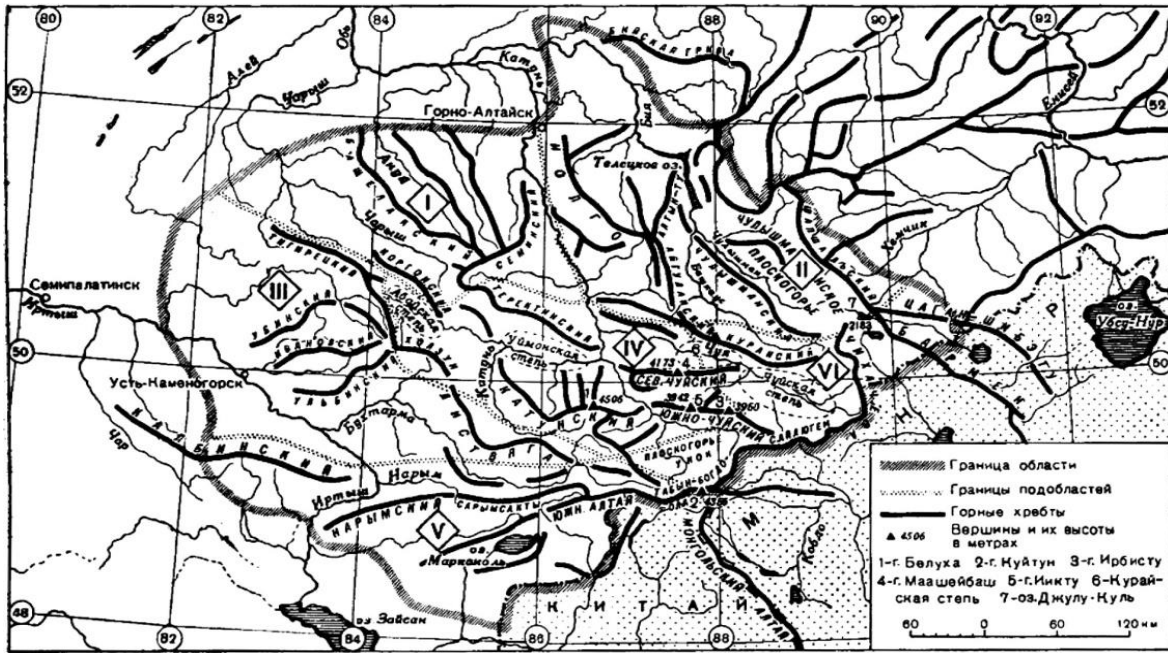


Рис. 14.13. Орография Алтая: I — Северо-Западный Алтай, II — Северо-Восточный Алтай, III — Юго-Западный Алтай, IV — Центральный Алтай, V — Южный Алтай, VI — Юго-Восточный Алтай (по данным географического атласа СССР, 1974).

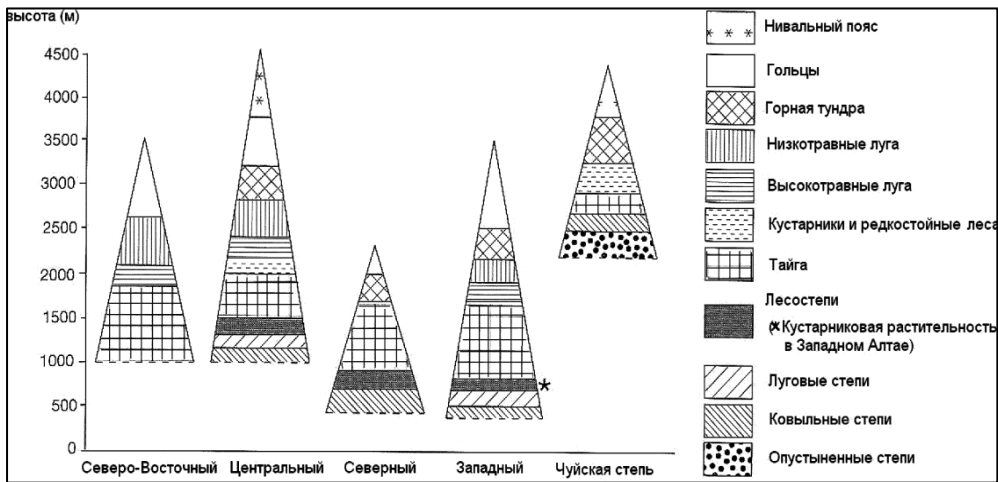


Рис. 14.14. Варианты поясных спектров растительности Алтая (по Г.Н. Огуреву)

Нижний пояс в горах Алтая представлен ковыльными и луговыми степями. Луговые степи предгорий Алтая сложены различными злаками: ежой (*Dactylis glomerata*), мятликом (*Poa pratense*), тонконогом (*Koeleria gracilis*), житняком (*Agropyrum cristatum*), овсяницей (*Festuca pseudovina*), а также разнотравьем — таволгой, лютиками, множеством лилейных, эспарцетом (*Onobrychis sibirica*), многочисленными кустарниками, жимолостью, бобовником (*Amygdalus nana*).

Во влажных среднегорьях Алтая преобладают густые темнохвойные леса, образующие алтайскую «чернь». Девственная черневая тайга состоит преимущественно из кедра сибирского, пихты и в меньшей степени — ели. Под густым пологом таких

лесов всегда сумрачно и сыро. Светлосерые подзолистые почвы покрыты сплошным моховым покровом и папоротниками, среди которых отметим *Dryopteris filix-mas*, *Pteridium aquilinum*, плауны.

Верхняя граница лесного пояса в северных районах Алтая расположена на высоте 1700–1800 м. В Центральном Алтае она поднимается до 2000–2200 м, на Чуйских белках — до 2300–2450 м. В различных частях Алтая лесообразующие доминанты лесного пояса могут существенно различаться: то это плотная темнохвойная тайга, то светлые парковые лиственничные и березово-синоновые леса. Разнообразны и высокогорья, где наряду с прекрасными альпийскими лугами встречаются каменистые горные тундры, высокогорные криофильные степи, заросли кустарников.

Особо выделяется поясность Внутреннего Алтая, по климату более континентального. В частности, поясность в Чуйской степи начинается с высоты порядка 2000 м. Нижний пояс представлен опустыненными степями, которые по составу растительного покрова и общему облику ландшафта напоминают соседние пустыни Монголии. Над ними идет пояс ковыльных степей, узкий пояс лиственничной тайги, кустарников и горных тундр.

Саяны непосредственно соприкасаются с зональными таежными лесами Сибири, поэтому поясность здесь начинается лиственничными лесами или же березовососновой лесостепью (рис. 14.15). В среднем, наиболее увлажненном поясе на высоте 600–1400 м преобладает пихтовокедровая тайга, которая в субальпийском поясе переходит в пояс кедрового стланика, горных лугов и тундры.

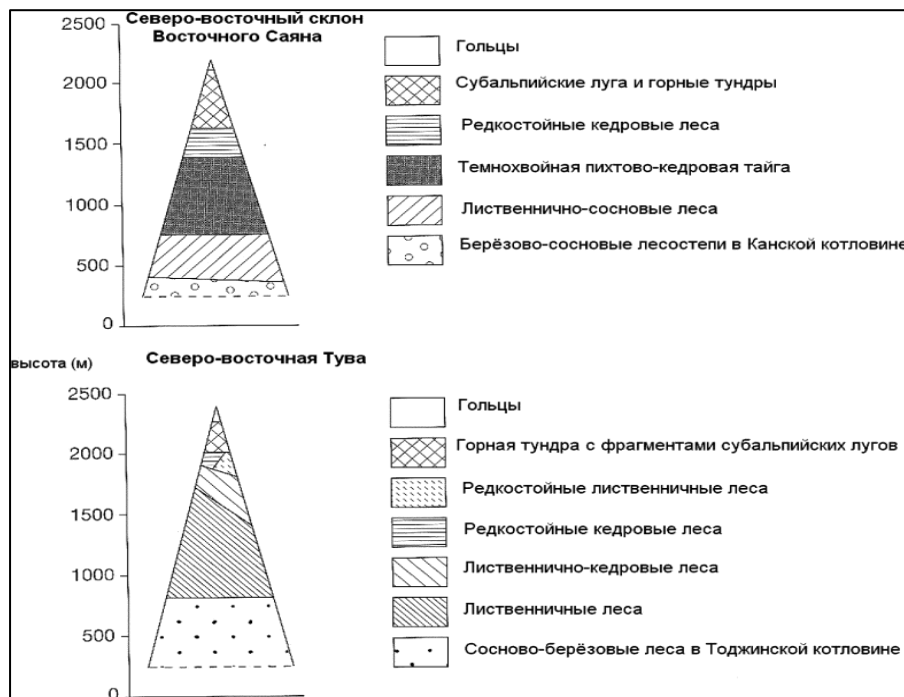


Рис. 14.15. Высотная поясность растительности Восточного Саяна и Северо-восточной Тувы (по Г.Н. Огуревой)

ГЛАВА 14.

Горы *Северо-Восточной Тувы* загораживаются с севера Западными и Восточными Саянами и обращены в сторону Тоджинской впадины. Здесь нижний пояс представлен сосновоберезовыми, иногда остепненными лесами. Выше — широким поясом представлена лиственничная тайга, на верхнем пределе — с кедровым стлаником. Верхний пояс — горная тундра и гольцы (рис. 14.16).

Своеобразно построена поясность гор, опоясывающих *Байкал* (рис. 14.16). В горах четко просматривается асимметрия поясности. Растительность Байкальского хребта, расположенного почти меридионально, на севере до высоты 1000 м представлена типичной лиственничной тайгой на многолетней мерзлоте, которая выше замещается ерниковыми зарослями, быстро переходящими в горные тундры и гольцы. В южной части хребта те же пояса, но сильно сдвинутые вверх, поскольку климат здесь смягчается близостью акватории Байкала.

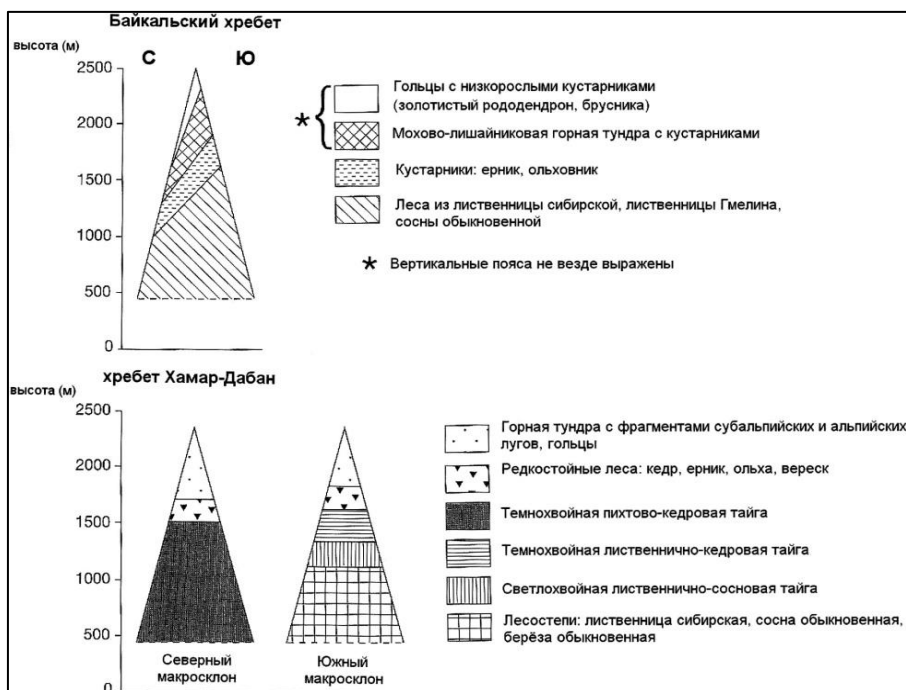


Рис. 14.16. Высотная поясность растительности гор Прибайкалья (по Г.Н. Огуревой)

Хребет Хамар-Дабан, расположенный сразу к юговостоку от Байкала, также асимметричен и по климату, и по поясности растительности. Более увлажненный западный склон от основания до высоты 1500 м покрыт густыми темно-хвойными пихтовокедровыми лесами, выше переходящими в ерниковые заросли и кедровый стланик. На восточном склоне лесной пояс представлен лиственничнососновой и лиственничнокедровой тайгой, сдвинутой в среднюю часть хребта. А завершается поясность горной тундрой, гольцами, изредка — альпийскими лугами.

ГЛАВА 15.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОЙ
ЕВРАЗИИ

Пространство Северной Евразии — от Карпат и Прибалтики до побережий Тихого океана, от берегов и островов Арктики до субтропических пустынь и южного горного обрамления — чрезвычайно многообразно в природном отношении. Из общего обзора видно, что существует закономерная смена ландшафтов с запада на восток, с севера на юг (климат, растительность, животный мир и т. д.), происходит смена тектонических структур и геологии древних и молодых платформ и плит, меняется возраст и гипсометрия складчатых поясов, происходит вертикальная смена ландшафтов в горах. Все многообразие природнотерриториальных комплексов требует их сравнения и упорядочения. Именно этим и занимается физикогеографическое районирование, которое можно рассматривать как особого рода систематику ландшафтов. Задачей физикогеографического районирования является научно обоснованное вычленение объективно существующих природнотерриториальных комплексов разного ранга и разной степени сложности и установление последовательного ряда их соподчиненности.

Первые работы по физикогеографическому районированию Северной Евразии относятся ко второй половине XVIII в. и к первой половине XIX в. Это работы Х.А. Чеботарева, С.И. Плещеева, Е.Ф. Зябловского, К.И. Арсеньева. В этих работах давалось самое общее выделение крупных регионов с учетом потребностей сельского хозяйства. Во второй половине XIX в. появились схемы районирования, основанные на оценке климата и растительности различных регионов, поскольку к этому времени лучше других природных компонентов был изучен растительный покров. Это работы Р. Траутфеттера, А.Н. Бекетова, Ф.П. Кеппена.

В последствии при районировании стали учитывать, помимо климата и растительности рельеф и другие особенности ПТК. Так, В.П. Семенов-Тяньшанский в работе «Типы местностей Европейской России и Кавказа» (1915) учитывал «строение поверхностных образований в связи с рельефом, климатом и растительностью». В частности, в Европейской России им выделялся пояс твердых ледниковых накоплений, пояс северных морских трансгрессий, пояс рыхлых ледниковых накоплений, включая области накопления лессов.

Большой толчок в дальнейшем развитии теории физико-географического районирования дала концепция географического комплекса (ландшафта), разработанная В.В. Докучаевым (1898, 1900) и А.Н. Красновым (1895, 1910). Ими была поставлена задача выявления и описания географических комплексов, характеризующихся

исторически сложившейся взаимосвязью и взаимообусловленностью всех компонентов природы. Эти идеи в последующем развивали Г.И. Танфильев, А.А. Крубер. Большую роль в теории и практике физикогеографического районирования сыграл Л.С. Берг. Опираясь на труды В.В. Докучаева и А.Н. Краснова, он создал учение о ландшафтных зонах. Им неоднократно переиздавалась фундаментальная сводка «Географические зоны Советского Союза» (1947, 1952), а также неоднократно переиздававшаяся «Природа СССР». В трудах В.В. Докучаева и Л.С. Берга отмечалось, что выраженность ландшафтных зон не везде ясная, часто она нарушается сложностью рельефа, разной степенью континентальности климата на большом по широте пространстве Северной Евразии. На Русской равнине, к примеру, хорошо выражены восемь ландшафтных зон от тундры до южных пустынь, а в Восточной Сибири в связи с приподнятостью рельефа, наличием обширной и глубокой многолетней мерзлоты, крайней континентальностью климата хорошо выделяются лишь три зоны — тундра, лесотундра и огромная по меридиональной протяженности тайга. Учитывая это, можно сказать, что ландшафтные зоны, их степень выраженности (самостоятельности), строение непосредственно зависят от региональных особенностей природнотерриториального комплекса. Подчеркивая, что та или иная зона характеризуется только ей свойственным типом ландшафта, надо учитывать, что однотипные ландшафты (тундра, степь, тайга и т. д.) не обязательно заполняют всю зону, они лишь преобладают в ней. Можно привести как пример этого положения наличие реликтовых лесостепных «островов» в таежной зоне Восточной Сибири, или горные тундры, внедряющиеся по хребтам в таежную зону, широколиственные ландшафты в подтаежной зоне или среди степей северного склона Большого Кавказа и проч.

Важным этапом в развитии физикогеографического районирования Северной Евразии было опубликование Советом по изучению производительных сил (СОПС) АН СССР схемы естественно-исторического районирования территории СССР. Самой крупной таксономической единицей в этом районировании была принята **зона**, более низкой — **страна**, а далее — **провинция**. Хотя нужно признать, что большая протяженность зон с запада на восток обуславливает их значительное несходство. В частности, таежная зона Восточно-Европейской равнины (сосна, ель) и Восточной Сибири (преимущественно — лиственница) — это, по существу, разные ландшафты; «теплая» тундра северозапада Русской равнины и суровая тундра Восточной и Северо-Восточной Сибири существенно отличаются по климату, характеру многолетней мерзлоты, по набору и доминантам растительных формаций. Хотя **тип** ландшафта сходен. Зона широколиственных лесов Русской равнины не продвигается за Урал, а ее имитирует полоса осиново березовой лесостепи Западной Сибири и т. д. Поэтому можно считать, что ландшафтные зоны, их индикаторные характеристики во многом зависят от региональных особенностей географической среды. Поэтому многие географы считают высшей единицей азонального естественноисторического физикогеографического районирования физико географическую (ландшафтную) страну.

Основные таксономические единицы. Система таксономических единиц физикогеографического районирования очень сложна. Особенно сложным и

неоднозначным в трактовке разных авторов остается вопрос о таксономическом соотношении страны и зоны. Но все признают, что каждая зона в широтном простирании сильно изменяется, а определенной, с конкретной индивидуальной характеристикой она остается только в пределах физикогеографической страны. Учитывая это, можно сказать, что *географическая (ландшафтная) зона*— это одна из высших ступеней физикогеографического районирования земной поверхности, обособленная в пределах географического пояса. Главные ее признаки: общность термических условий и увлажнения (тундра, лесная зона, степная и т. д.) Биологические компоненты зоны, почвы, экзогенные процессы имеют большое сходство. В горных областях широтная зональность нарушается в связи с наличием вертикальной поясности. Сменяемость географических зон обусловлена главным образом характером распределения лучистой энергии Солнца по широтам и неравномерностью увлажнения. Такая трактовка географической зоны лежит в основе зонального деления территории Северной Евразии, данного Л.С. Бергом.

Физико-географическая страна— это обширная часть материка, соответствующая крупной тектонической структуре и достаточно единая в орографическом отношении, характеризующаяся общностью макроциркуляционных процессов и своеобразной структурой географической зональности (набором природных зон или спектром высотных поясов). На схемах физикогеографического районирования количество стран, выделяемых разными авторами, часто бывает несходным. Но нужно сказать об особенностях горных и равнинных физикогеографических стран. Обширные равнинные физико-географические страны внутри территории подразделяются на зоны. Русская равнина, Западно-Сибирская, Туранская физико-географическая страна и т. д. имеют свой набор широтных зон, каждая из которых характеризуется господством определенного зонального типа ландшафта, но с региональными чертами. Горные физикогеографические страны подразделяются на более мелкие природнотерриториальные комплексы по особенностям рельефа, поскольку именно рельеф (различные мегасклоны хребтов, вертикальная и экспозиционная дифференциации гидротермального режима и проч.) формируют пестроту ландшафта. Поэтому в горных странах следующей по рангу единицей картирования принимается **горная область**: *орографически обособленная часть страны, отличающаяся единством неотектонического развития, положением в пределах страны и степенью континентальности климата.*

Следующей по рангу таксономической единицей в равнинных странах является **провинция**: *часть зоны в пределах физико-географической страны, характеризующаяся общностью рельефа, геологического строения, биоклиматическими особенностями.* Например, Окско-Донская провинция на Русской равнине, Чулымо-Енисейская — в Западной Сибири и т. д.

Физико-географический район— *геоморфологически и климатически обособленная однородная часть области или провинции с характерными сочетаниями растительных группировок и почв.* Пример: Придонский известковокарстовый район на выщелоченных черноземах в пределах лесостепной провинции Среднерусской возвышенности.

Урочище— одна из низших единиц физико-географического районирования, морфологическая часть географического ландшафта (овраг, моренный холм, часть поймы реки, карстовое понижение и проч.).

Фация— в физикогеографическом районировании — это элементарная морфологическая единица географического ландшафта, простейший природный комплекс, приуроченный к одному элементу мезорельефа, обладает однородными условиями увлажнения и инсоляции, включает один или несколько близких биоценозов. Например, разные склоны оврага, часть холма и проч.

Отметим, что мелкие комплексы, относящиеся к локальному уровню дифференциации географической оболочки, используются при картировании более мелких административно-территориальных единиц.

На схемах физикогеографического районирования количество стран, выделяемых разными авторами, может не совпадать. Так, Ф.Н. Мильков и Н.А. Гвоздецкий выделяют в пределах Северной Евразии (СССР) 15 (16) физикогеографических стран, А.Г. Исаченко (1991) — 18 стран, М.И. Давыдова и др. (1989) — 15 стран. Это обусловлено тем, что некоторые страны могут объединяться в зависимости от взглядов автора. Так, Крым может рассматриваться как самостоятельная физико географическая страна, но может рассматриваться в составе Крымско-Кавказской физикогеографической страны. Некоторые авторы выделяют в самостоятельную физикогеографическую страну Островную Арктику, другие этого не делают. Выделяется самостоятельная Северо-Сибирская страна и т. д. Для справочных целей здесь мы приводим суммарный перечень всех физикогеографических стран, которые фигурируют в ряде схем физикогеографического районирования (рис. 15.1).

1. **Карело-Кольская страна** (Фенно-Скандия, Балтийский щит) — это восточная часть Балтийского кристаллического щита –выходы на дневную поверхность кристаллического фундамента. В ледниковые эпохи страна была одним из центров материкового оледенения. Здесь сохранились совсем свежие следы активной экзарации, а также ледниковые аккумулятивные формы рельефа. Последние ледниковые покровы растаяли на севере страны 9–10 тыс. лет назад. Это — молодой ландшафт, в котором преобладают таежные (преимущественно — сосна) и болотные сообщества. Озера и болота занимают отрицательные формы рельефа, выработанные движением ледника. На севере страны — лесотундра и тундра. В Хибинах прослеживается вертикальная поясность растительности.

2. **Русская (Восточноевропейская) равнина** расположена на древней (докембрийской) платформе, на юге сочленяется со Скифской плитой. Изза равнинности рельефа отчетливо прослеживается широтная зональность от тундры — до Прикаспийских пустынь. Наиболее полно и широко представлена темнохвойная, с примесью сосны, тайга, подтаежные хвойно-широколиственные, широколиственные леса и широкая полоса лесостепи. Южная половина физикогеографической страны (широколиственные леса, лесостепь и степь) подверглись особенно сильной деформации под воздействием антропогенных факторов. Для сохранения биоразнообразия этих ландшафтов особое значение приобретают ландшафтнозональные заповедники (Центрально Черноземный, Воронежский, Аскания-Нова и др.).

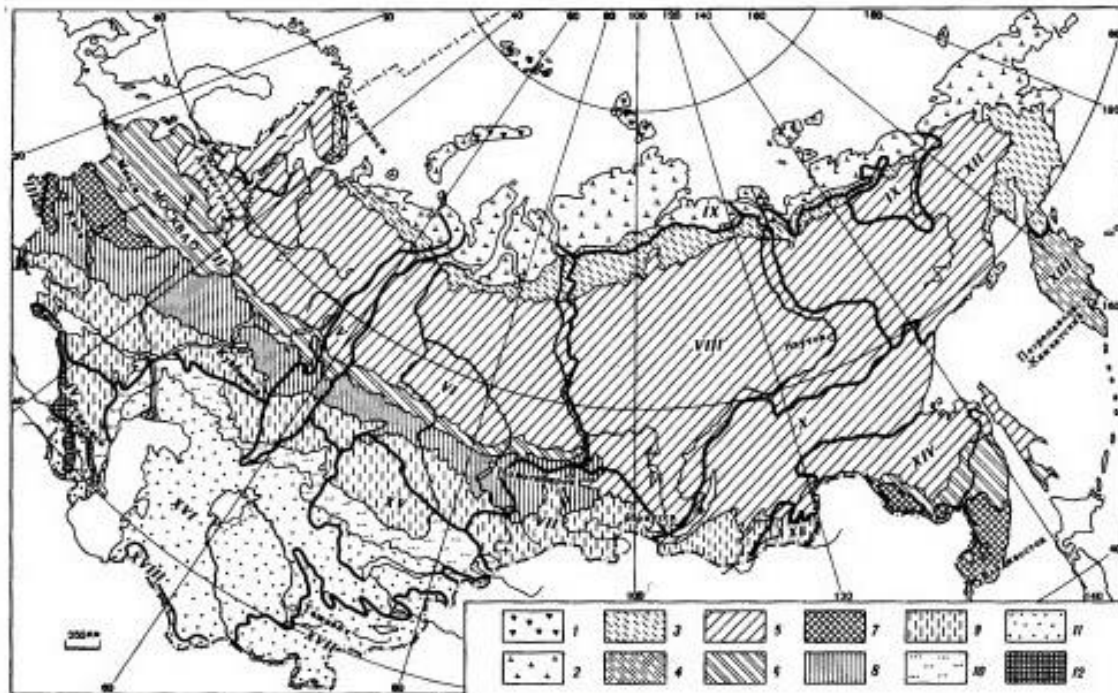


Рис. 15.1. Физико - географическое районирование Северной Евразии (по А.Г.Исаченко 1991).
 Ландшафтные зоны: 1-арктическая, 2-тундровая, 3-лесотундровая, 4- лесолуговая (Камчатка), 5 – таежная, 6 – подтаежная, 7 – широколиственные (европейская и дальневосточная), 8 – лесостепная, 9 - степная, 10 – полупустынная, 11 – пустынная, 12 –Субсредиземноморская (с фрагментами средиземноморской и барьерной влажнолесной). Ландшафтные страны: I – Финно-скандия(Балтийский щит), II – Восточно-Европейская (Русская равнина), III –Карпатская, IV – Крымско-Кавказская, V –Уральская, VI –Западно-Сибирская, VII –Алтайско-Саянская, VIII –Среднесибирская, IX –Северо-Сибирская, X –Байкальская, XI –Монголо-Даурская, XII –Северо-Восточная Сибирь, XIII –Курило-Камчатская, XIV –Амуро-Приморская, XV –Восточно-Казахстанская, XVI –Туранская, XVII –Среднеазиатская горная, XVIII –Туркмено-Хорасанская

3. **Урал** — средневысотная, меридионально вытянутая почти на 2000 км горная страна с преимущественно позднепалеозойскими (герцинскими) структурами. Считается естественной границей между Европой и Азией. Пересекает пять широтных зональных ландшафтов: тундру, лесотундру, таежную зону, лесостепную и степную. Южные отроги Мугоджар частично внедряются в полупустыни Прикаспийской низменности. Асимметрия выпадения осадков: на западных склонах выпадает больше, чем на восточных. Урал — экологоклиматическая граница, за которую широколиственные леса Восточно-Европейской равнины не переходят.

4. **Карпаты** — средневысотная горная страна, сформировавшаяся в альпийскую эпоху складчатости на границе между Восточно-Европейской платформой и подвижным альпийским поясом юга Средней Европы. Особенностью Карпат является — гумидность климата, широкое распространение хвойных и хвойношироколиственных лесов средне-европейского типа, что отличает эту горную страну от всех горных стран Северной Евразии. Прослеживается четкая вертикальная зональность. Считается, что субальпийские луга Карпат имеют антропогенное происхождение, их появление связано с вырубкой лесов на верхнем пределе. В заповедной части Карпатского заповедника, где нет летнего выпаса скота, леса реализуют свои потенциальные экологические возможности и продвигаются вверх.

5. **Крым** неоднороден по ландшафтноклиматическим условиям. Четко подразделяется на Степной Крым, Крымские горы и Керченский полуостров. Степной Крым и Керченский полуостров занимают часть Скифской плиты, горный Крым — результат альпийского орогенеза. По водоразделу Крымских гор проходит граница между умеренным и субтропическим климатическими поясами. Такое деление Крыма обусловило многообразие ландшафтов на этой сравнительно небольшой территории — от сухих степей с фрагментами полупустыни на востоке полуострова (степи практически полностью освоены под сельское хозяйство) — до горных широколиственных лесов и ландшафтов среди земноморского типа на южном берегу Крыма.

6. **Кавказ** — тектонически активная часть трансконтинентального Альпийско-Гималайского складчатого пояса на участке сближения и взаимодействия Аравийского блока с Восточно-Европейской платформой. Страна представляет собой систему высоких горных хребтов, нагорий и тектонических впадин. Пространственное многообразие и вертикальная дифференциация климата обусловила сложную систему вертикальной поясности. По водоразделу Большого Кавказа проходит граница между умеренным и субтропическим климатическими поясами. В межгорных впадинах Закавказья распространены влажные субтропические леса на западе (в Колхиде) и сухие субтропики — на востоке, в Кура-Араксинской низменности. Центральная часть Большого Кавказа имеет обширное современное оледенение. Имеются потухшие вулканы (Казбек, Эльбрус, Арагац и др.), которые были активными еще в историческое время (1500–2000 лет назад).

7. **Центральный Казахстан (Казахский мелкосопочник)** — представляет собой возвышенную волнистую равнину с отдельными низкогорными массивами. Это расчлененный каменистый древний пенеплен, корни некогда высоких, но разрушенных до основания гор. Преобладают допалеозойские и палеозойские отложения, очень богатые полезными ископаемыми. После активных фаз орогенеза в раннем палеозое (на западе) и в конце палеозоя (на востоке) горы разрушились, и в мезозое — кайнозое Казахский мелкосопочник приобрел платформенный режим. Территориальная целостность, континентальность современного климата и преобладание практически на всей территории вариантов степных ландшафтов — характерная черта Казахского мелкосопочника.

8. **Равнинная Среднеазиатская страна (Туранская равнина)** лежит на молодой эпипалеозойской плите, занята в основном полупустынями и пустынями умеренного и субтропического климатических поясов Южного Казахстана с Средней Азии. Пространственная неоднородность субстрата определила комплексность ландшафта. Здесь встречаются глинистые, гипсовые, песчаные, солончаковые, каменистощебнистые, лессовые (эфемеровые) пустыни. Каждая из них характеризуется своеобразной растительностью с преобладанием кустарников эфемеров и эфемероидов (геофитов). Характерно зимневесеннее выпадение атмосферных осадков. Растения и животные приспособились к длительному (до 5–7 месяцев) периоду биологической засухи.

9. **Горы Средней Азии (Среднеазиатская горная страна)** включает в себя две горные системы: Тянь-Шань и Памиро-Алай. Это самые высокие горы на пространстве

Северной Евразии, юго-восточнее от которых простираются Тибет и Гиндукуш. Очень четко прослеживается пространственная и вертикальная дифференциация климата: передовые к западу хребты с климатом более гумидным (до 1000–1500 мм), чем в высокогорьях Внутреннего Тянь-Шаня и Памира (до 100 мм). Сильная расчлененность рельефа усложняет и разнообразит поясно выраженные ландшафты — от предгорных степей, широколиственных и хвойных лесов до высокогорных холодных (на многолетней мерзлоте) пустынь.

10. **Туркмено-Хорасанская страна** стоит особняком, но замечательна тем, что здесь природные условия во многом сходны с таковыми Передней Азии. Главная масса Копетдага располагается в Северном Иране. Иначе говоря, Туркмено-Хорасанские горы являются северным форпостом Иранского нагорья на стыке с Туранской плитой. На западе эти горы переходят в хребет Эльбурс, окаймляющий с юга Каспийское море, а на востоке в Парапамиз, в отроги Гиндукуша. Горы сложены меловыми и палеогеновыми морскими осадками. Копетдаг нигде не поднимается до снеговой линии. Лесов здесь нет. Осадки выпадают только в зимневесеннее время. Период биологической засухи может составлять 150–180 дней. Основной фон растительности — эфемеретум (субтропические «степи»), шибляк и нагорные ксерофиты, что сближает эту страну с переднеазиатскими (древнесредиземноморскими) ландшафтами. Из древесных растений встречается можжевельник, а в глубоких долинах можно встретить клен, вяз, инжир, платан.

11. **Западно-Сибирская равнина**, расположенная на эпипалеозойской плите такого же названия, отличается большей континентальностью климата, чем лежащая к западу от Урала Русская равнина, равнинным характером рельефа. Широтная зональность, особенно — дифференциация широтных структур в таежной зоне, усложняется наличием огромных сильно заболоченных пространств (слабый дренаж) и отсутствием зоны подтаежных хвойношироколиственных и широколиственных лесов. Таежную зону часто называют лесоболотной зоной.

12. **Средняя Сибирь**. В структурном отношении это древняя допалеозойская платформа, испытавшая активный трапповый магматизм в пермотриасовое время. Вследствие сурового резкоконтинентального климата (более глубокое внутриконтинентальное положение, приподнятость страны) на всей территории имеется многолетняя мерзлота, мощность которой местами составляет 1000 м и более. Наиболее типичные ландшафты — светлохвойные лиственничные леса на мерзлотно-таежных почвах. В условиях континентального климата внутри таежной зоны сохранились фрагменты реликтовых (перигляциальных) степных ландшафтов с дерновиннозлаковыми с польну степями и своеобразной степной фауной.

13. **Алтай и Саяны** — система древних складчатых гор, разрушенных в мезозое и раннем кайнозое и возродившихся в виде складчато-глыбовых структур в альпийскую эпоху горообразования. Отчетливо, но фрагментарно, в виде поверхностей выравнивания, сохранились древние пенеплены. Четко прослеживается усиление континентальности климата при движении с запада на восток. Именно поэтому современное оледенение сосредоточено на Алтае, в Саянах оно незначительное. Западно-восточный перенос влаги создает асимметрию в степени увлажненности мегасклонов хребтов: западные склоны всегда влажнее восточных. Всюду преобладают

горные таежные леса, на западе — темнохвойные, на востоке — больше светлохвойные лиственничные леса.

14. **Байкальская горная страна** — область древних (допалеозойских) складчатоглыбовых структур в виде средневысотных гор. Область резкоконтинентального климата, испытывающая во время длительной зимы воздействие сибирского и монгольского барических максимумов. Поэтому в зимнее время чаще формируется антициклональное барическое поле, осадков выпадает мало. Преобладающие ландшафты — светлые лиственничные и сосновые леса, на юго-востоке — степи.

15. **Монголо-Даурская страна** охватывает крайний юго-восток Забайкалья. На фоне допалеозойских и палеозойских структур Забайкалья выделяется преобладанием киммерийской складчатости. Господствующими в ландшафте становятся даурские степи, по ритму развития, видовому составу доминантов растений и по общему облику сходные с монгольскими степями.

16. **Северо-Восточная Сибирь** — страна нагорий, плоскогорий, хребтов. В мезозойское время в связи с давлением со стороны Америко-Чукотского литосферного блока территория испытала активное складкообразование. На границе с Сибирской платформой сформировался сложный Верхоянский антиклинорий. Здесь расположен полюс холода северной полушеры Земли — Оймякон. На фоне крайне сурового континентального климата преобладают северотаежные лиственничные ландшафты, лесотундра, тундра, горные тундры, гольцы. Повсеместная низкотемпературная многолетняя мерзлота. В состав Северо-Восточной Сибири включают и приморские низменности. Но отдельные авторы (А.Г. Исаченко, 1991) выделяют самостоятельную Северо-Сибирскую страну.

17. **Северо-Сибирская страна**, в таком случае, включает Яно-Индигово-Колымскую приморскую низменность, а также Северо-Сибирскую низменность и Таймыр. Можно сомневаться в самостоятельности такой физикогеографической страны, но можно найти и аргументы за ее выделение. Это, прежде всего, страна тысяч термокарстовых озер. Яно-Индигово-Колымская депрессия — это сложно построенный мезозойский синклиний, перекрытый молодыми осадками пластовоаккумулятивной равнины.

18. **Горно-Островная Арктика** включает архипелаги крупных островов, расположенных на шельфе Северного Ледовитого океана. Архипелаги находятся севернее 70° с. ш. в субарктическом климатическом поясе. Здесь преобладает восточный перенос воздушных масс. На архипелагах сформировалась самая северная и самая молодая пустыннотундровая арктическая зона и тундровоарктический тип высотной поясности с фаунистическим комплексом арктических пустынь, тундр и летних арктических птичьих базаров. Полярная ночь длится 100 суток (с 3 ноября по 10 февраля), а полярный день 116 суток (с 25 апреля по 18 августа). В тектоническом и геологическом плане острова являются продолжением структур, расположенных на прилегающих частях континента.

19. **Северо-Дальневосточная (Северо-Притихоокеанская, Камчатско-Чукотская) страна** — преимущественно горная территория, испытавшая активную тектонику в мезозойское и кайнозойское время. Часть Притихоокеанского

сейсмического и вулканического пояса. В отличие от соседней Сибири климат испытывает смягчающее воздействие Тихого океана и его морей. Господствуют тундра и лесотундра (с кедровым стлаником) и северотаежные ландшафты. В нагорьях и хребтах наблюдается асимметрия выпадения атмосферных осадков: восточные мегасклоны, обращенные к океану, более увлажнены, чем западные, обращенные в сторону Сибири.

20. **Южная Дальневосточная (Амуро-Сахалинская) страна** в основном горная, с проявлением мезозойской и альпийской (тихоокеанской) складчатости. Климат муссонный: влажный летний муссон несет осадки с океана, зимний муссон приносит холодный сухой воздух со стороны Сибири и монгольского антициклона. Преобладают ландшафты темнохвойной тайги саянской елью, а также смешанные, а на самом юге — широколиственные леса с реликтовыми элементами маньчжурской (субтропической) флоры.

Интересно отметить, что Ф.Н. Мильковым ставится вопрос о создании единой акваторриальной сетки физикогеографического районирования Северной Евразии (в пределах территории СССР). Крупные моря, омывающие территорию, рассматриваются в качестве самостоятельных физикогеографических стран. Всего в этом случае автором выделяется 27 стран, из них 10 стран — морские.

Контрольные вопросы и темы для самостоятельной работы.

Введение

1. Где располагается Северная Евразия?
2. Покажите на карте границы Северной Евразии.
3. В чем заключается географическая уникальность Северной Евразии?

Глава 1

1. Роль похода отряда Ермака Тимофеевича на Табол.
2. Значение походов землепроходцев в освоении рр. Енисей, Оби и Лены и в присоединении Северной Азии к Российскому государству?
3. Значение морских походов Г. Невельского, А. Атласова, В. Беринга, А. Чирикова и др. для географической изученности России.
4. Роль реформ Петра I в изучении Сибири и Северо-востока России.
5. Расскажите о роли Московского общества испытателей природы и географического общества России в изучении географии и геологии Северной Евразии.
6. Вклад российских и советских географов в географическую науку.

Темы для самостоятельной работы

1. По литературным источникам охарактеризуйте этапы географической изученности Северной Евразии.
2. Обобщите литературные сведения о вкладе русских и советских географов в географическую науку.

Глава 2

1. Расскажите об основных принципах тектонического районирования Северной Евразии.
2. Расскажите, как эволюция земной коры сказалась на тектонике, рельефе и полезных ископаемых.
3. Покажите на физической карте границы Северной Евразии.
4. Перечислите древние и молодые платформы и геосинклинальные пояса в пределах Северной Евразии.
5. Охарактеризуйте тектонику древних платформ.
6. Дайте характеристику молодых платформ.
7. Покажите на примерах отличия в строении древних платформ и подвижных поясов.

Темы для самостоятельной работы

1. Основные особенности в строении Восточно-Европейской платформы.
2. Покажите отличие древней Сибирской платформы от молодой Сибирской платформы.
3. Охарактеризуйте особенности южного горного платформы Северной Евразии.

Глава 3

1. Дайте определение эволюции магматизма для Северной Евразии.
2. Охарактеризуйте древние и молодые магматические циклы Северной Евразии.
3. Расскажите, в каком периоде истории Земли преобладали внедрения баталитов, а в какие периоды больше было излияния лав на примере Северной Евразии.
4. Расскажите о магматических циклах на территории древних платформ (Восточно-Европейская и Восточно-Сибирская пл.).
5. Перечислите молодые магматические циклы на молодых платформах.
6. Расскажите о местах современного магматизма.
7. В чем заключается отличие в рельефе ландшафтов древнего и современного магматизма.
8. Где на территории Северной Евразии могут быть встречены вулканические алмазоносные трубки?

Темы для самостоятельной работы

1. Нанести на контурную карту Северной Евразии места выходов на поверхность пород древних магматических циклов.
2. Оконтурить на структурной карте места выходов пород молодых магматических циклов.
3. Показать на карте места современного магматизма.

Глава 4

1. Значение стратиграфии и истории развития регионов для географии.
2. Отличие стратиграфии древних платформ и молодых платформ.
3. Роль стратиграфии в установлении возраста оледенения на территории Северной Евразии.
4. История развития древних платформ.
5. История развития молодых платформ.
6. История развития подвижных поясов (на примере Урала).
7. История развития морей, омывающих Северную Евразию.
8. История озер Северной Евразии.

Темы для самостоятельной работы

1. Отобрать из коллекции ископаемых организмов экземпляры для геохронологической шкалы на примере Восточно-Европейской платформы.
2. Рассказать о руководящих ископаемых палеозоя древней Сибирской платформы.
3. Рассказать о стратиграфии пород молодых платформ.

Глава 5

1. Как связаны между собой тектоника, магматизм и полезные ископаемые?
2. Рассказать о типах и многообразии полезных ископаемых Северной Евразии.
3. Рассказать о принципах размещения полезных ископаемых рудных и углеводородов.
4. Значение полезных ископаемых для эволюции России.
5. Перечислите основные виды черных металлов.

6. Назвать виды цветных металлов.
7. Показать на карте размещение центров добычи углеводородов.
8. Рассказать о местах добычи коренных и россыпных месторождений золота в Северной Евразии.

Темы для самостоятельной работы

1. Нарисовать схему размещения месторождений руд черных металлов и угля.
2. Составить схему размещения месторождений цветных металлов.
3. Подготовить схему действующих нефте, газо трубопроводов и заводов по переработке нефти.

Глава 6

1. Назовите роль внешних и внутренних геологических факторов на формирование рельефа.
2. Расскажите о различии форм рельефа на платформах и в складчатых областях.
3. Расскажите о принципах выделения низкогорного и высокогорного рельефа.
4. Перечислите основные морфоструктуры Северной Евразии.
5. Назовите наиболее известные морфоструктурные формы рельефа.
6. Дайте определение понятий: низменность, возвышенность, плато, массив, овраг, балка.
7. Что такое карстовый рельеф, где он получил развитие?
8. Назовите и расскажите об основных орографических областях в горных системах.

Темы для самостоятельной работы

1. Нанесите на структурную карту основные морфоструктуры Северной Евразии.
2. Нанесите на карту наиболее известные морфоскульптуры платформы (на выбор) и геосинклинали (на выбор).
3. Составить атлас наиболее характерных морфоскульптурных форм рельефа.

Глава 7

1. Назовите наиболее известные моря Северной Евразии.
2. Перечислите основные факторы образования морей Северной Евразии.
3. Дайте физико-географическую характеристику арктических морей
4. Дайте физико-географическую характеристику востока России.
5. Охарактеризуйте животный мир морей Северной Евразии.
6. Расскажите о проблеме арктических морей.
7. Покажите значение шельфа Северной Евразии.
8. Дайте определение Северного морского пути.

Темы для самостоятельной работы

1. Нанесите на контурную карту моря Северной Евразии.
2. Нанесите на контурную карту площади шельфа Северной Евразии.
3. Нанесите на контурную карту северный морской путь.

Глава 8

1. Дайте определение кайнозойского ландшафта.
2. Охарактеризуйте ландшафт Кавказа в кайнозое.
3. Расскажите о разнообразии горных ландшафтов в кайнозое.
4. Перечислите разнообразие ландшафта на платформе (по выбору).
5. Покажите влияние на ландшафты ледниковых периодов.
6. Какие факторы в кайнозое определяют разнообразие ландшафтов.
7. Что такое антропогенный ландшафт?
8. К какому типу можно отнести городской ландшафт?

Темы для самостоятельной работы

1. Составьте словарь названий современных ландшафтов.
2. Нанесите на карту альпийские ландшафты.
3. Перечислите болотные ландшафты Северной Евразии.

Глава 9

1. Дайте определение климата.
2. Расскажите о климатообразующих факторах.
3. Покажите, как проявляется климат в течение года (по сезонам).
4. Дайте характеристику арктического климата.
5. Роль муссонов в формировании погоды и климата.
6. Высокогорье и климат.
7. Характеристика умеренно-континентального климата.
8. Какой климат преобладает в Крыму, а какой в Сибири?

Темы для самостоятельной работы

1. Составьте схему климатического районирования.
2. Перечислите типы климатов.
3. Показать связь сельхозработ с климатом.

Глава 10

1. Перечислить виды внутренних вод Северной Евразии.
2. Дайте определение ресурсов речного стока.
3. Назовите самые известные озера Северной Евразии.
4. Покажите на карте самые известные водохранилища Северной Евразии.
5. Перечислите самые крупные болота Северной Евразии.
6. Расскажите о видах подземных вод Северной Евразии.
7. Расскажите о многолетней мерзлоте и ледниках Северной Евразии.
8. Что такое водный баланс Северной Евразии?

Темы для самостоятельной работы

1. Построить схему круговорота воды Северной Евразии.
2. Показать использование воды в регионе (регион на выбор).

3. Построить схему размещения разных видов воды: пресная, минерализованная и минеральная.

Глава 11

1. Расскажите о значении почв для человека.
2. Перечислите свойства почв.
3. Расскажите об экологических функциях почв.
4. Дайте характеристику типов почв.
5. Значение черноземов для России.
6. Дайте определение Ополя и где они выделяются.
7. Что такое бонитет почв?
8. Расскажите о антропогенных и техногенных почвах.
9. Почему в Арктике не может быть черноземов?

Темы для самостоятельной работы

1. С помощью цветных карандашей показать основные виды почв.
2. Начертить схему распространения ополий и черноземов в Северной Евразии.
3. Показать на схеме (профиль) место коренных пород (базис) и продуктивного слоя (А), и подзола.

Глава 12

1. Расскажите о видах растительности.
2. Покажите на карте географию (ореолы) растительности по видам.
3. Укажите наиболее характерные для Северной Евразии древесные растения.
4. Перечислите культурные растения употребляемые людьми и для животных.
5. Какие растения используются для изготовления тканей?
6. Расскажите о растениях, используемых для приготовления лекарств и самолечения.
7. Расскажите о растениях Вашего региона.
8. Расскажите о древесных растениях, используемых в строительстве домов и для мебели.

Темы для самостоятельной работы

1. Построить схему зонального распространения растительности Северной Евразии.
2. Построить схему использования растительности для людей.
3. Покажите на схеме размещение зерновой базы России.

Глава 13

1. Расскажите о разнообразии животного мира Северной Евразии.
2. Расскажите о животном мире российской Арктики.
3. Расскажите о животных средней полосы России.
4. Расскажите о животном мире Кавказа, гор Средней Азии.
5. Как меняются виды животных с севера (Камчатка) на юг (Хабаровский край).
6. Расскажите о животных, используемых людьми в пищу.

7. Покажите основные центры разведения крупного рогатого скота, птицы и др.
8. Расскажите о диких животных и птицах степной полосы России.

Темы для самостоятельной работы

1. Построить схему зонального распространения диких животных Северной Евразии
2. Построить схему основных представителей животных лесопокрытой полосы Северной Евразии.

Глава 14

1. Дайте определение современного горного ландшафта.
2. Расскажите о компонентах природы горного ландшафта.
3. Расскажите о физико-географических особенностях Кавказа.
4. Приведите физико-географическую характеристику ландшафтов гор Средней Азии.
5. Расскажите об особенностях горного ландшафта Крыма.
6. Расскажите об особенностях горных ландшафтов Южной Сибири.
7. Поясните различие ландшафтов гор Хибин (Кольский полуостров) и Карпат.
8. Предложите общие характеристики горных ландшафтов Северной Евразии.

Темы для самостоятельной работы

1. Показать на контурной карте наличие характерных горных ландшафтов (межгорные прогибы, депрессии, плато).
2. Постройте схему изменения ландшафтов с увеличением высоты гор.
3. Построить схему проекта использования горных ландшафтов в хозяйстве.

Глава 15

1. Используя карту природных экоресурсов, укажите наиболее благоприятные места для проживания населения.
2. На основе карты природного районирования Северной Евразии предложите грант постройки новых городов с благоприятными климатическими условиями и мест проведения добычи и обработки полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонин В. В., Бейцов В. Ё., Григорьев В. М. и др. Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: Недра, 1982.
2. Агаханянц О.Е. Ботаническая география СССР. Минск, 1986.
3. Агаханянц О.Е. Аридные горы СССР. М.
4. Алёхин В.В. География растений. М., 1957.
5. Алёхин В.В. Растительность СССР в основных зонах. М., 1951.
6. Алисов Б.П. Климат СССР. М.,1956.
7. Андреева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург,2002.
8. Беневольский Б. И., Иванов В. Н. Минерально-сырьевая база золота России на рубеже XXI в. / Минеральные ресурсы России. М.: 1999, №1
9. Берг Л.С. Географические зоны Советского Союза, т. 1 -2,1947 - 1952.
10. Берг Л.С. Основы климатологии. Л.,1938.
11. Блок Г. Э. Кладовые северного сфинкса. - М.: Знание, 1974.
12. Бобринский Н.А., Гладков Н.А. География животных. М.,1961.
13. Богатиков О.А., Коваленко А.Т. Эволюция метаболизма в истории литосферы /Эволюция геологических процессов в истории Земли. - М.: Наука, 1993. С. 115-128.
14. Бондаренко С. С., Куликов Г. В. Подземные промышленные воды. - М.: Недра, 1984.
15. Борисов А.А. Климатография Советского Союза. Л., 1970.
16. Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск, 1985.
17. Бурмин Ю. А., Зверев В. Л. Подземные кладовые Подмосковья. М.: Недра, 1982.
18. Бушинский Г. И. Геология бокситов. - М.: Наука, 1975.
19. Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и мира. - М.: Геоинформмарк, 2000.
20. Вагнер Б. Б. От южных гор до северных морей. - М.: Московский лицей, 2002.
21. Вальтер Г. Растительность Земного шара, в 3-х томах. М.,1969 - 1975.
22. Вартамян Г. С., Гродзенский В. Д., Плотникова Р. И. Подземные воды России. - М.: Геоинформмарк, 1996.
23. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М., 1973.
24. Величко А.А. (гл.ред.). Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.,1999.
25. Воронов А.Г. Биогеография. М.,1963.
26. Гаврилов В. П. Общая и историческая геология СССР. - М.: Недра, 1989.
27. Гвоздецкий Н. А., Голубчиков Ю. Н. Горы. - М.: Мысль, 1982.
28. Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР. Азиатская часть. М.,1987.
29. Гвоздецкий Н.А. Кавказ. М.,1963.
30. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики. / В. П. Гаврилов и др. - М.: Недра, 1993.
31. Геологическое строение СССР и закономерность размещения полезных ископаемых. Т.1-10. - JL: Недра, 1989.

32. Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз / Гаврилов В. П. и др. - М.: Недра, 2000.
33. Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.,1939.
34. Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и географии почв. М.,1960.
35. Герасимов В.П. Животный мир нашей Родины. М.,1987.
36. Гольденберг Л. А. Карты полезных ископаемых России XVIII в. / Очерки по истории геологических знаний. Вып. 2. - М.: Наука, 1982
37. Гордеев Д. И. История геологических наук; - М.: МГУ, в 2-х частях. 1967. 1972.
38. Григорьев В. М., Немков Г. И. Учителю географии о геологии и минеральных ресурсах СССР. - М.: Просвещение, 1984.
39. Добровольский А.Д., Залыгин Б.С. Моря СССР. М.,1982.
40. Ефремов Ю. К. Природа моей страны. - М.: Просвещение, 1970.
41. Зоненшайн Л. П. и др. Тектоника литосферных плит территории СССР. - М.: 1990.
42. Ильинский А.П. Растительность Земного шара. М.-Л.Д937.
43. Индолев Л. Н., Невойса Г. Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск: Наука, 1974.
44. Карлович И. А. Геология. Учебное пособие для вузов. - М.: Академический проект, 2013.
45. Карлович И.А. Геология и полезные ископаемые Северной Евразии. - М.: Академический проект, 2006.
46. Козловский Е. А. БАМ глазами геолога. - М.: Недра, 1996.
47. Козловский Е. А. Минерально-сырьевые проблемы России накануне XXI века. – М.: МГУ, 1999.
48. Копп М. Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. - М.: Наука, 2005.
49. Корановский Н. В. Краткий курс региональной геологии СССР. - М.: МГУ, 1976.
50. Куликов Г. В., Желваков А. В., Бондаренко С. С. Минеральные лечебные воды СССР.-М.: Недра, 1991.
51. Курбанов М. К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. - М.: Наука, 2001.
52. Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М., 1989.
53. Ливеровский Ю.А. Почвы СССР. М., 1974.
54. Лопатин И.К. Зоогеография. Минск.,1989.
55. Львович М.И. Реки СССР. М.Д971.
56. Максаковский В.П. Географическая картина мира, в 2-х кн. - М.: Дрофа, 2006. С. 480.
57. Макунина А.А. Ландшафты Урала. М. Д 974.
58. Маракушев А. А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. - М.: Наука, 1999.
59. Маруашвили Л.И. Палеогеографический словарь. М.,1980.
60. Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. - М.: Наука, 1960.

61. Мещеряков Ю. А. Рельеф России. - М.: Высшая школа, 1972.
62. Милановский Е. Е. Геология России и ближнего зарубежья. - М.: МГУ, 1996.
63. Мильков Ф.Н. Природные зоны СССР. М.,1977.
64. Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР. М.1986.
65. Михайлов Н.И. Природа Сибири (географические проблемы). М., 1976.
66. Мурзаев Э.М. Средняя Азия. Очерки природы. М.Д 961.
67. Недра России. Т.1. Полезные ископаемые. /Под ред. Н. В. Межеловского, А. А.Смыслова. - СПб - М., 2001
68. Никольская В.В. Физическая география Дальнего Востока. М.Д961.
69. Пармузин ЮЛ. Средняя Сибирь. Очерки природы. М.Д964.
70. Петров К.М., Терехина Н.В. Растительность России и сопредельных стран.С.-Петербург. Химиздат, 2013.
71. Посохов Е. В., Толстихин Н. И. Минеральные воды. - Л.: Недра, 1977.
72. Притула Т.Ю., Еремина В.А., Спрягин А.Н. Физическая география материков и океанов. -М.: Владос, 2003. С. 684.
73. Процессы формирования рельефа Сибири. - Новосибирск: Наука, 1987.
74. Раковская Э.М., Давыдова М.С. Физическая география России, в 2-х кн. (3 кн. - практикум). - М.: Владос, 2001, С. 1-2 кн. - 592,3 кн. - 240.
75. Резанов И. А. Истории взаимодействия наук о Земле. - М.: Наука, 1998.
76. Сидорчук А.Ю. и др. Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене. //Эрозия почв и русловые процессы. - М.: МГУ, 2000. Вып. 12. С. 196-230.
77. Скурский М. Д. Недра Забайкалья. Чита, 1996.
78. Смирнова М. Н. Основы геологии СССР. - М.: Высшая школа, 1971,1984.
79. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. - М.: Наука, 1987.
80. Старостин В. И., Игнатов П. А. Геология полезных ископаемых. - М.: Изд-во МГУ, 1997.
81. Сурков В. С., Жерро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. - М.: Недра, 1989.
82. Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К. Полезные ископаемые Кавказа. - М.: Недра, 1979.
83. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. - М.: Недра, 1985.
84. Тихомиров В. В. Геология в России в XIX в. - М.: Изд-во АН СССР, в 2-х т, 1960. 1963.
85. Толмачёв А.И. Введение в географию растений. ЛГУД974.
86. Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии. - М.: Научный мир, 2003.
87. Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А. Историческая геология. - М.: МГУ, 1997.
88. Хаин В. Е., Ломидзе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. - М.: Изд-во МГУ, 1995.
89. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Океаны. - М.: Недра, 1989.
90. Щукин И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.,1980.

Оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ - 1	3
ПРЕДИСЛОВИЕ - 2	4
ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1.....	6
КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОТКРЫТИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	6
ГЛАВА 2.....	19
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	19
2.1 ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ.....	19
2.2.ТЕКТОНИКА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ.....	24
2.3. МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ.....	32
ГЛАВА 3.....	56
ГЕОГРАФИЯ МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	56
3.1. ДРЕВНИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ.....	56
3.2. МОЛОДЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ.....	60
ГЛАВА 4.....	74
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	74
4.1. ЭВОЛЮЦИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ.....	74
4.2. ЭВОЛЮЦИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ.....	77
ГЛАВА 5.....	90
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	90
5.1. МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	90
5.2. НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	120
ГЛАВА 6.....	144
РЕЛЬЕФ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	144
6.1. МОРФОСТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ.....	144
6.2. МОРФОСКУЛЬПТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ, РОЛЬ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА	146
6.3. РЕЛЬЕФ РЕГИОНОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ.....	149
ГЛАВА 7.....	180
МОРЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	180
7.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРЕЙ	180
7.2. ОКРАИННЫЕ МОРЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ.....	180
7.3. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ	191
7.4. ВНУТРЕННИЕ МОРЯ.....	196
7.5. ВНУТРЕННИЕ МОРЯ - ОЗЕРА	199
ГЛАВА 8.....	202

ЛАНДШАФТЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В КАЙНОЗОЕ	202
ГЛАВА 9.....	208
КЛИМАТ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	208
9.1. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ	208
9.2. ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИМАТА ПО СЕЗОНАМ	212
9.3. КЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ТИПЫ КЛИМАТОВ	216
ГЛАВА 10.....	223
ВНУТРЕННИЕ ВОДЫ И БОЛОТА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	223
10.1 РЕСУРСЫ РЕЧНОГО СТОКА	223
10.2 ОЗЕРА	231
10.3 ВОДОХРАНИЛИЩА	234
10.4 БОЛОТА	234
10.5 ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ	237
10.6 МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА	244
ГЛАВА 11.....	247
ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ	247
11.1 ГЕОГРАФИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА	247
ГЛАВА 12.....	256
РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ПОКРОВА	256
12.1 ГЕОГРАФИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ	256
12.2 ЗОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР РАСТИТЕЛЬНОСТИ	260
ГЛАВА 13.....	284
ЖИВОТНЫЙ МИР	284
13.1 ЗОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР ФАУНЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	284
ГЛАВА 14.....	296
ПРИРОДА И ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ ГОР ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	296
14.1. ГОРЫ КАВКАЗА	296
14.2. ГОРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ	301
14.3. ГОРЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ	309
ГЛАВА 15.....	316
ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	316
ЛИТЕРАТУРА	331
Оглавление	334

Учебное издание

КАРЛОВИЧ Игорь Анатольевич
ПАХОМОВ Михаил Михайлович

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Учебное пособие для вузов

Издается в авторской редакции

Компьютерная верстка О. М. Пахомовой, И. О. Богданова
Дизайн обложки В. В. Мамина

Подписано в печать 27.10.15.

Формат 60x84/8. Усл. печ. л. 39,06. Тираж 200 экз.

Заказ

Издательство

Владимирского государственного университета
имени Александра Григорьевича и Николая Григорьевича Столетовых.
600000, Владимир, ул. Горького, 87.