



Е.М. ДАЗЬКО

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
СССР

ТОМ II



Е. М. ЛАЗЬКО

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
СССР

ТОМ II
АЗИАТСКАЯ ЧАСТЬ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

*Допущено Министерством высшего и
среднего специального образования СССР
в качестве учебного пособия для студентов
геологических специальностей вузов*



МОСКВА «НЕДРА» 1975

Лазько Е. М. Региональная геология СССР. В 2-х томах. Том II. Азиатская часть. Изд. 2, перераб. и доп. М., «Недра», 1975, 464 с.

Книга представляет собой второй том учебного пособия по региональной геологии СССР. В ней рассматриваются строение и развитие азиатской части территории СССР, дана характеристика во времени главных геологических процессов — магматизма, тектоники, метаморфизма и металлогении по всем крупным регионам. В заключительной главе излагаются основные закономерности развития континентальной земной коры на протяжении всей геологической истории, от глубокого докембрия до современного периода.

Учебное пособие предназначено для студентов геологических специальностей вузов, может быть также использовано широким кругом геологов. Ил. 111, список лит. — 122 назв.

Глава первая

ОБЛАСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ СКЛАДЧАТОСТЕЙ

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Центральное место в азиатской части СССР занимает Сибирская платформа — второй крупный кратон на территории нашей страны. Так же, как и Русская платформа, она представляет собой сооружение двухъярусного строения, в основании которого залегают метаморфизованные складчатые комплексы — от архейских до байкальских, а платформенный чехол сложен осадочно-вулканогенными толщами — от докембрийских до кайнозойских.

Вопрос о границах платформы не решен однозначно. Наиболее распространенными являются представления Н. С. Шатского, впервые высказанные им еще в 1932 г. и положенные в основу ряда современных тектонических карт и схем. По мнению этого исследователя, западная граница Сибирской платформы на основании геофизических данных прослеживается почти прямолинейно вдоль Енисея от района Красноярска до пос. Дудинка на севере, располагаясь несколько западнее этой реки. Отсюда граница резко поворачивает на северо-восток и, плавно меняя направление, протягивается до низовьев Лены, где снова изгибается к югу. Положение западной и северо-западной границ на всем их огромном протяжении несколько условно, так как всюду вдоль них платформа граничит с палеозойскими складчатыми сооружениями, погребенными под мощным чехлом осадочных пород мезозойско-кайнозойского возраста. Северо-восточная граница имеет наиболее сложную конфигурацию. От низовьев Лены она сначала протягивается субмеридионально вдоль течения этой реки, затем, следуя за ее изгибом на юго-восток, принимает это направление, а дальше тянется широтно до бассейна правого притока Алдана — р. Большая Хандыга. Здесь граница снова почти под прямым углом меняет направление и протягивается уже почти долготно до района пос. Аян на побережье Охотского моря. Точное проведение северо-восточной границы на большом ее протяжении также затруднено, так как платформа отделяется

от складчатых сооружений Верхоянья широким краевым прогибом. От пос. Аян граница платформы прослеживается уже на юго-запад по южным отрогам Станового хребта, затем вдоль рек Шилки и Ингоды до верховьев р. Чикоя. На всем этом отрезке граница очень четкая, так как представлена глубинным разломом, отделяющим платформу от палеозойских и мезозойских складчатых сооружений Монголо-Охотского пояса. Наконец, граница еще раз меняет направление и протягивается на северо-запад через район южной оконечности Байкала вдоль Восточного Саяна до Красноярска; здесь платформа граничит с каледонскими складчатыми сооружениями и отделена от них почти всюду четко выраженным краевым швом. В дальнейшем контуры платформы принимаются в указанных выше границах.

Сибирская платформа имеет сложное устройство поверхности. Большая ее часть занята выровненными пространствами Среднесибирского плоскогорья с широким развитием столовых гор в западной половине и более выположенной равнинной поверхностью на востоке. В краевых частях платформы местами располагаются невысокие горные хребты, обширные нагорья, а кое-где и довольно мощные хребты.

Наиболее сложный рельеф имеет юго-восточная часть платформы, обычно выделяемая под общим названием Байкальской горной области и объединяющая ряд нагорий и горных хребтов. Четко выраженные протяженные хребты в виде почти сплошного кольца окаймляют Байкал — Баргузинский, Улан-Бургасы, Хамар-Дабан, Приморский и Байкальский; параллельно Баргузинскому хребту восточнее протягивается Икатский хребет. Все эти горные сооружения характеризуются высокогорным или среднегорным рельефом, имеют местами ясно выраженные альпийские формы и достигают высоты свыше 2,5 км. Расположенная далее к востоку Олекмо-Витимская горная страна также высокогорна (в хребтах Каларском и Удокане отдельные высоты превышают 2,5 км). К юго-востоку от Байкальских хребтов простирается обширное Витимское плоскогорье. Севернее Байкала располагается Северо-Байкальское нагорье, к которому с северо-востока примыкает Патомское нагорье; эти два нагорья имеют естественную границу, проходящую по долине нижнего течения р. Витим, но нередко объединяются под названием Байкало-Патомского нагорья.

В крайней юго-восточной части платформы — от долины р. Олекмы вплоть до Охотского моря протягивается горная система Станового хребта — Джугджура, представляющая собой участок высоко приподнятого и резко расчлененного эрозийного нагорья. Севернее Станового хребта раскинулось довольно высоко поднятое Алданское плоскогорье, на фоне которого выделяются цепочки гольцов; некоторые из них достигают высоты 1700 м и сложены изверженными горными породами, местами образующими лакколиты.

Юго-западная часть платформы занята северо-восточными отрогами Восточного Саяна, к которому с северо-запада причленяется Енисейский кряж, представляющий собой ряд невысоких горных гряд с пологими склонами, разделенных широкими долинами; наибольшие высоты кряжа достигают всего 1000—1400 м. Часть платформы между горными сооружениями западного берега Байкала и Восточным Саяном носит название Иркутского амфитеатра.

Своеобразная горная область, расположенная в верховьях рек Котуя и Хеты на северо-западе платформы, называется плато Путорана (Сыверма), где отмечаются довольно значительные высоты (гора Камень 2037 м).

Большие пространства Сибирской платформы покрыты тайгой, северная ее часть занята тундрой; только крайняя юго-западная окраина относится к лесостепи.

Первые региональные исследования Сибирской платформы начались со второй половины прошлого столетия. Выдающаяся роль в этих исследованиях принадлежит И. Д. Черскому и А. Л. Чекановскому, а также В. А. Обручеву, начавшему свою более чем полувековую геологическую деятельность в качестве первого правительственного геолога в Восточной Сибири в 1889 г.

Большое значение имели геологические работы начала текущего столетия, особенно по изучению золотоносных областей вдоль транссибирской магистрали, в которых, кроме В. А. Обручева, принимали участие такие известные ученые, как А. П. Герасимов, К. И. Богданович, А. К. Мейстер, А. Г. Ржонский и другие.

Систематические исследования различных районов платформы начались только после Великой Октябрьской революции, а после второй мировой войны охватили всю ее территорию и приобрели особенно широкий размах. Среди исследователей советского периода, занимавшихся изучением этого обширного региона, такие ученые, как В. А. Обручев, Н. С. Шатский, Ю. А. Билибин, С. В. Обручев, М. М. Тетяев, В. Н. Данилович, Т. М. Дембо, Ю. К. Дзевановский, Г. Г. Моор, Н. Г. Судовиков, Н. В. Фролова, А. А. Арсеньев, Н. С. Зайцев, Д. С. Коржинский, Ю. А. Кузнецов, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис, М. М. Одинцов, Е. В. Павловский, М. И. Рабкин, Л. И. Салоп, В. С. Соболев, Г. Н. Спичарский, П. Е. Оффман, Н. Н. Урванцев, Н. А. Флоренсов, Н. М. Чумаков и многие другие геологи АН СССР, ВСЕГЕИ, Арктического института, Всесоюзного Аэрогеологического треста, ряда геологических управлений и других организаций Министерства геологии СССР.

Для более удобного изложения фактического материала по стратиграфии и магматизму целесообразно назвать важнейшие структурные элементы платформы, которые в дальнейшем будут неоднократно упоминаться в тексте.

Из крупнейших положительных структур на севере четко обособлен Анабарский кристаллический массив, а на юго-востоке платформы — Алдано-Витимский, или Алданский, щит. Северо-восточные отроги Восточного Саяна образуют четко выраженное краевое поднятие платформы, так же как Енисейский кряж, и расположенное севернее Туруханское поднятие. Огромное сложное построенное поднятие — Байкальская складчатая область — занимает значительную территорию в юго-восточной части платформы.

Среди отрицательных структурных форм выделяется ряд синеклиз и впадин. Наиболее крупной среди них является Тунгусская синеклиза, которая располагается между Енисейским и Туруханским поднятиями и Анабарским кристаллическим массивом, занимая почти всю западную половину платформы. Вторая крупная синеклиза — Вилюйская — располагается восточнее. На юге протягивается серия небольших впадин — Канско-Тасеевская, Иркутская, Чульманская, Токовская и др.

Очень своеобразным отрицательным элементом является Ангаро-Ленский прогиб, примыкающий к Байкальской складчатой области с северо-запада, а также аналогичная, но значительно меньшая по размерам структура — Березовская впадина, ограничивающая Байкальскую область с северо-востока в районе Патомского нагорья.

Как и при описании Русской платформы, геологическое строение нижнего и верхнего структурных этажей Сибирской платформы будет рассмотрено отдельно.

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Стратиграфия

Докембрийские образования обнажаются в нескольких районах по периферии Сибирской платформы, но на большей части ее территории скрыты под более молодыми отложениями. Наиболее обширные площади докембрия, образующие Алдано-Витимский щит и Байкальскую складчатую область, занимают всю юго-восточную часть платформы. Крупные выходы докембрийских пород слагают Анабарский кристаллический массив, а также краевые поднятия Восточного Саяна и Енисейского кряжа; небольшие по площади выходы докембрия известны и в других пунктах.

Алдано-Витимский щит. Докембрийские образования довольно детально изучены в пределах Алданского кристаллического массива, где они исследовались еще в 30-е годы Д. С. Коржинским, а позже продолжали интенсивно изучаться многими геологами.

Ар х е й. Архейские отложения широко развиты в бассейнах верховьев Алдана и его правых притоков — Тимптона и Учюра.

Стратиграфия архейских толщ, объединяющихся в единый алданский комплекс, разработана на основе работ Д. С. Кор-

жинского. В основании комплекса залегают отложения иенгрской серии, представленные пластами и линзами кварцитов мощностью до 1—2 км, чередующихся с силлиманитовыми, гранатовыми, кордиеритовыми и другими гнейсами и кристаллическими сланцами. При значительной пестроте состава иенгрской серии ассоциация кварцитов с высокоглиноземными породами является одной из наиболее ярких отличительных ее черт. В верхних частях серии существенное значение приобретают диопсидовые породы и породы карбонатного состава, преобразованные в мраморы и кальцифиры. Мощность серии не менее 5,5—6,5 км. На иенгрской серии согласно залегают тимптонская серия. В ее составе наиболее существенную роль играют обогащенные гиперстеном гнейсы и кристаллические сланцы (чарнокиты), к которым в верхней части разрезов присоединяются биотит-гранатовые гнейсы и гранулиты. Мощность тимптонской серии достигает 7 км. Выше располагается желтулинская серия, состоящая из биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, диопсидовых пород, мраморов и кальцифиров мощностью до 5 км. Для всего алданского комплекса характерно наличие амфиболитов и основных кристаллических сланцев, причем во многих местах они, чередуясь с другими породами, слагают существенную часть разреза.

В составе всех трех серий разные геологи выделяют по несколько свит с различными наименованиями. Выдержанные парагенетические ассоциации пород позволяют выделить в составе алданского комплекса ряд очень характерных для архея суперкрупных формаций — гиперстеносодержащих кристаллосланцев и гнейсов, кондалитовую, кварцитов и высокоглиноземных пород, карбонатно-гнейсовую и другие.

Немногочисленные определения абсолютного возраста показывают, что накопление пород иенгрской серии и их прогрессивный метаморфизм происходили примерно 3500—3000 млн. лет назад [96]. Учитывая отсутствие несогласий внутри алданского комплекса, подтвержденное новейшими исследованиями [99], архейский его возраст не вызывает сомнений.

В последнее время некоторые геологи относят к наиболее древним образованиям породы курультино-гонамского комплекса, которые считают сформированными в «лунную стадию» развития Земли [37].

Западнее Олекмы — в бассейнах рек Чары и Токко — архей слагает значительную площадь (Чарская глыба) среди протерозойских отложений. В нижней части чарская серия сложена разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, в том числе гиперстеновыми и магнетит-грюнеритовыми, с прослоями амфиболитов и кварцитов, а вверху — гнейсами, часто высокоглиноземными, чередующимися с кварцитами; для мигматитов Чарской глыбы установлен абсолютный возраст в 2640 млн. лет.

Протерозой. Большинство исследователей относит к нижнему протерозою кристаллические породы, которые широко

распространены в Становом хребте, а также между Алданским кристаллическим массивом и Чарской глыбой.

По петрографическому составу это разнообразные гнейсы, главным образом биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые, а также амфиболиты; подчиненное положение занимают гранатовые, эпидотовые и двуслюдяные гнейсы, мраморы и кальцифиры, слюдяные кварциты и некоторые другие еще менее распространенные породы. Среди этих образований, получивших название станового комплекса, в западной части Станового хребта недавно удалось выделить ряд суперкрупных формаций: биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллосланцев (среди этих пород встречаются прослои амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов); роговообманковых и клинопироксен-роговообманковых гнейсов и кристаллосланцев; биотитовых и двуслюдяных гнейсов и кварцито-гнейсов; карбонатно-гнейсовую; мраморов (эта формация состоит из мраморов и кальцифиров с прослоями клинопироксеновых, биотит-клинопироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, диоксидовых пород). Все эти формации образовались в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма за счет первично осадочных и вулканогенных отложений — песчаников, алевролитов, глинистых и карбонатно-глинистых осадков, карбонатных пород, разнообразных эффузивов и их пирокластов. В более восточных районах некоторые исследователи считают возможным выделить в составе станового комплекса такие типичные геосинклинальные формации, как спилит-кератофириковую и песчано-сланцевую и даже их ряды, например: спилит-диабазовая — эффузивно-осадочная — аспидная формации [108]. Зональное распределение в пространстве формаций разных типов позволяет установить участки с эвгеосинклинальным и миеосинклинальным типами развития: так, на значительном протяжении в южной части щита прослеживается серия широтных эвгеосинклинальных прогибов, а на севере параллельно им протягивается миеосинклинальная зона; миеосинклинальный характер имеет и меридиональный участок геосинклинальной системы между Алданским кристаллическим массивом и Чарской глыбой, где развиты породы олекминской серии.

Становой комплекс одними исследователями относится к протерозою, другими — к архею; эти разногласия вызваны двойственным характером комплекса, который имеет сходство как с архейскими, так и нижнепротерозойскими отложениями, но одновременно отличается от них. Более молодой его возраст по отношению к алданскому комплексу сейчас можно считать доказанным: это подтверждается структурными взаимоотношениями, различием в степени метаморфизма и, наконец, находкой конгломератов с галькой архейских пород в составе станового комплекса [54]. Однако отнесение его к нижнему протерозою далеко не бесспорно: целый ряд данных позволяет думать, что становой ком-

плекс и его аналоги в других регионах относятся к самостоятельной эозойской группе, занимающей промежуточное положение между археем и протерозоем [66].

Несомненно нижнепротерозойские отложения известны в западной половине щита, где они относятся к двум резко отличающимся по составу и условиям образования комплексам.

В Кодаро-Удоканском районе развита толща терригенных пород древней пестроцветной формации, известная под названием удоканской серии. Она выполняет крупный протоплатформенный прогиб, разделена на ряд свит и имеет огромную мощность — до 12—13 км. Нижняя ее часть сложена метаморфизованными песчаниками и алевролитами, кварцитами, биотитовыми сланцами и филлитами с редкими прослоями мраморов. Средняя часть — существенно песчаниковая: толща метаморфизованных песчаников и кварцитов со знаками ряби и трещинами усыхания содержит прослои сланцев и доломитов лишь в верхней части разрезов. Верхняя часть серии сложена серыми и зеленоватыми грубо-слоистыми и косослоистыми песчаниками, в том числе магнетитосодержащими разностями, с прослоями гравелитов и конгломератов; в этой части серии залегает мощный горизонт медистых песчаников Удоканского месторождения. Многочисленные данные радиометрических измерений возраста серии показывают, что она формировалась в интервале 2600—1900 млн. лет назад [71].

Второй нижнепротерозойский комплекс впервые обнаружен в междуречье Алдана и Олекмы, а затем в других районах к западу и югу от Алданского кристаллического массива. Он всюду выполняет узкие протяженные прогибы, связанные в своем развитии с крупными разломами и называемые некоторыми геологами палеоавлакогенами [71]. Состав этого комплекса довольно пестрый, но большей частью он относится к вулканогенно-терригенной формации, претерпевшей неоднородный метаморфизм — от фации зеленых сланцев до амфиболитовой. Наиболее широким развитием пользуются в различной степени метаморфизованные песчаники, алевролиты и сланцы; эффузивы и пирокласты разного состава, превращенные в зеленые сланцы; филлиты; слюдяные, гранатовые, андалузитовые, кордиеритовые и другие сланцы; подчиненную роль играют карбонатные породы, а также кварциты, в том числе железистые. Мощность комплекса очень изменчива — от нескольких сотен метров до нескольких километров. Нижнепротерозойский возраст определяется тем, что верхняя его часть легко сопоставляется с низами удоканской серии [72].

На стыке областей развития алданского и станового комплексов протягивается широкая (до 20—25 км) полоса гнейсоидов — своеобразных пород, возникших в результате диафтореза высокометаморфизованных образований. По внешнему виду гнейсоиды похожи на хлоритовые, серицитовые и другие эписланцы осадочного происхождения, однако реликты первичной текстуры, структуры и минерального состава высокотемпературных гнейсов

и кристаллических сланцев позволяют установить их диафторитовую природу. По мнению ряда геологов, в этой же полосе гнейсоидов довольно широко распространены и нормально-осадочные образования, превращенные в породы средних и низких ступеней метаморфизма, совершенно аналогичные соответствующим сланцам протерозойского возраста, развитым в междуречье Алдана и Олекмы.

В восточной части Алдано-Витимского щита, в бассейнах рек Учур и Май, кроме нижнего докембрия широко распространены породы среднего и верхнего протерозоя. В бассейне р. Учур они развиты на большой площади и в значительной мере перекрывают кембрийскими отложениями, а на крайнем востоке, в районе верхней Май и низовьев Юдомы, расположена крупная меридионально вытянутая депрессия — Юдомо-Майский прогиб, выполненный особенно мощными отложениями этого возраста. К нижнему структурному этажу относятся только дислоцированные толщи Юдомо-Майского и Учурского прогибов, тогда как западнее они входят в состав платформенного чехла. Во избежание повторений, отложения этих районов будут описаны совместно.

Наиболее древние отложения среднего протерозоя, имеющие изотопный возраст 1840 млн. лет, выделены под наименованием улканской серии в верховьях р. Учур [41]. Представлены они диабазовыми порфиритами, кварцевыми порфирами и их пирокластами с прослоями конгломератов и песчаников и имеют мощность до 4,5 км.

На восточном погружении щита резко несогласно на породах архея и протерозоя располагается однообразная толща до 400 м красноцветных кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников уянской серии. На породах уянской серии и на кристаллическом фундаменте, с конгломератами в основании, залегает учурская серия, сложенная в нижней части конгломератами, песчаниками и алевролитами, а в верхней — карбонатными породами, в основном доломитами. Мощность ее в бассейне Учур составляет несколько сотен метров, а в Юдомо-Майском прогибе превышает 1000 м. Изотопный возраст глауконита из верхней части учурской серии 1400 млн. лет. Все охарактеризованные выше серии объединяются в один среднепротерозойский комплекс [80].

К верхнему протерозою относятся майская и уйская серии, также образующие единый комплекс мощностью до 2,5 км, выполняющий платформенные впадины. Майская серия залегает на подстилающих отложениях трансгрессивно и несогласно и внизу также сложена в основном терригенными породами, которые выше сменяются известняками и доломитами, содержащими прослойки алевролитов, аргиллитов и горючих сланцев. Уйская серия сложена песчаниками, аргиллитами и алевролитами, нередко с трещинами усыхания и волноприбойными знаками.

В верхней части среднепротерозойского комплекса обнаружены строматолиты и онколиты *Kussiella*, *Conophyton*, *Osagia*, а в верх-

непротерозойском комплексе *Baicalia*, *Minjaria*, *Gymnosolen* [80].

Абсолютный возраст майской серии, определенный по глаукониту, находится в пределах 1200—900 млн. лет; определение верхней возрастной границы этого комплекса должно производиться с учетом абсолютного возраста гипабиссальных массивов щелочных пород (600—690 млн. лет), прорывающих комплекс. На охарактеризованных отложениях несогласно залегает юдомская свита (венд).

Анабарский кристаллический массив. В пределах массива обнажается разрез архея, во многом сходный с алданским, а к северо-востоку от массива, в бассейне р. Оленек, обнаружены нижнепротерозойские отложения.

Ар х е й. В основании архейского комплекса залегает далдынская серия, сложенная гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами, которым подчинены гранатовые гранулиты, гранат-пироксен-магнетитовые породы и кварциты. Выше идут отложения верхнеанабарской серии, которая по общему облику местами очень похожа на далдынскую: это в основном гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы с отдельными горизонтами биотит-гранат-гиперстеновых кристаллосланцев, к которым в верхней части присоединяются мраморы и кальцифиры.

Разрез венчают отложения хапчанской серии. В ее составе принимают участие очень пестрые по составу породы: разнообразные кристаллические сланцы — гиперстеновые, двупироксеновые, биотит-роговообманковые, биотитовые, иногда с графитом, и гнейсы соответствующего состава; высокоглиноземные породы — силлиманитовые, гранатовые, кордиеритовые, а также мраморы и кальцифиры; широко распространены амфиболиты. В нижней части серии особенно много гранатосодержащих пород, а в верхней — пироксеновых кристаллических сланцев и карбонатных пород. Таким образом, эта серия имеет определенные черты сходства с джелтулинской серией алданского архея.

До недавнего времени в составе анабарского комплекса выделяли еще одну серию — верхнеламайскую, состоящую главным образом из биотитовых, биотит-амфиболовых, амфиболовых гнейсов и разнообразных амфиболитов. Теперь считают, что она образована в результате диафтореза далдынской и верхнеанабарской серий, однако не исключено, что она принадлежит к эозою.

Анабарский комплекс по возрасту сопоставляется с алданским: оба они состоят из одинакового набора суперкрупных формаций, минеральные ассоциации их также одинаковые, характерные для условий наиболее высокотемпературных фаций регионального метаморфизма. Отдельные определения абсолютного возраста комплекса находятся в пределах 2530—2980 млн. лет. Мощность его приближенно оценивается в 20 км, однако очень вероятно, что эта цифра значительно завышена.

Протерозой. Нижнепротерозойские отложения в виде небольших по площади выходов выявлены к северо-востоку от Анабарского массива — в междуречье Оленека и Лены. Они слагают фундамент Оленекского поднятия и перекрываются почти горизонтально залегающими отложениями среднего протерозоя. Представлены они метаморфизованной осадочной толщей, интенсивно дислоцированной и прорванной габбро-диабазами и гранитоидами. Нижнюю часть толщи слагают метаморфизованные песчаники, плагиоклаз-биотит-кварцевые и кварц-слюдяные сланцы, очень похожие на нижнепротерозойские отложения западной части Алданского кристаллического массива. Выше они переходят в известковистые алевролиты, а верхи толщи состоят из мелкозернистых песчаников, серицит-кварц-хлоритовых сланцев и филлитов. Общая мощность достигает 2,5 км. Нижнепротерозойский возраст этой толщи подтверждается цифрами изотопного возраста пересекающих ее гранитов — 2080—1840 млн. лет.

Байкальская горная область. К юго-западу от Алдано-Витимского щита в пределах байкальских складчатых сооружений имеются участки, сложенные наиболее древними, возможно архейскими образованиями, которые разобцены крупными полями протерозойских пород.

Архей (?). Предположительно архейские отложения находятся в виде отдельных, сравнительно небольших выходов и трудно поддаются сопоставлениям.

Во всех районах, где выделены архейские отложения — на берегах Байкала, в средней части бассейна Витима и в других пунктах, — они формируют двучленный комплекс. В большинстве мест нижняя часть разреза представлена биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, а в верхней части гнейсы и кристаллические сланцы чередуются с мраморами, диопсидовыми породами, реже кварцитами. Мощности всюду велики и измеряются несколькими километрами. Возможно, что эти отложения относятся не к архею, а к эозою.

Протерозой. Протерозой широко распространен на всей территории Байкальской горной области и представлен тремя разновозрастными комплексами.

Отложения нижнего протерозоя развиты особенно широко и известны в виде двух резко различающихся типов разрезов, характеризующих внешнюю и внутреннюю зоны байкалид [98]. От западного берега Байкала далеко на северо-восток (вплоть до течения р. Витима, южнее г. Бодайбо) нижний протерозой почти всюду представлен метаморфизованной эффузивно-осадочной муйской серией. В основании ее местами залегают конгломераты с галькой кристаллических пород и песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и мраморов, а выше — мощная (не менее 12 км) толща пород спилит-кератофировой формации, представленная здесь в типичном ее выражении.

В другом типе разрезов эффузивные породы почти полностью отсутствуют и соответствующие по возрасту отложения, хотя также обладают большой мощностью, литологически резко отличаются от муйской серии. Для них до настоящего времени еще не выработана стратиграфическая схема, которая бы получила общее признание.

К наиболее древним образованиям относится довольно пестрый по составу и в разной степени метаморфизованный комплекс пород, в том числе хорошо изученная мамская кристаллическая толща, или серия. Для нее характерна циклическая повторяемость часто перемежающихся в разрезе дистен-гранатовых, биотитовых и амфиболовых гнейсов и сланцев, часто со скаполитом и графитом, кварцитовых сланцев, кварцитов и мраморов. По преобладающим породам в мамской серии выделяются кварцито-сланцевая (нижняя) и гнейсово-сланцевая подсерии, которые в свою очередь разделяются на ряд свит; нижняя из этих свит — чуйская некоторыми исследователями обособляется в качестве самостоятельной стратиграфической единицы в основании протерозоя [98].

В составе среднего протерозоя обособляются две серии — аkitканская и тепторгинская. Первая из них развита в Прибайкалье; она залегают резко несогласно на муйской серии и перекрывается верхнедокембрийскими породами. Разрез серии начинается пестроцветными песчаниками с конгломератами в основании, алевролитами и филлитовидными сланцами с прослоями конгломератов, туфов и очень мощными покровами кварцевых порфиров и порфиритов. Выше залегают кварцевые и бескварцевые порфиры, туфолавы и туфы, а затем снова существенно кластическая толща, состоящая из аркозовых и кварцевых песчаников с прослоями и линзами конгломератов и туфов; песчаники нередко косослоистые, а толща в целом имеет и другие признаки формирования в прибрежно-континентальных или континентальных условиях. Мощность серии достигает 7 км. Изотопный ее возраст определяется в 1600—1650 млн. лет, который имеют граниты, генетически связанные с порфирами.

Вторая серия — тепторгинская распространена в северо-западном Предбайкалье и Северо-Байкальском нагорье. Она сложена серыми и розовыми кварцитами, кварцито-песчаниками и конгломератами, кварц-серицит-хлоритовыми, оттрелитовыми и оттрелит-дистеновыми сланцами, местами с линзами гематитовых руд и стяжениями диаспорового состава; в средней ее части находятся горизонты метаморфизованных основных эффузивов и туфов. Мощность серии достигает 1800 м, но обычно меньше.

Во внутренних районах Байкальской горной страны в небольших впадинах также накапливались вулканогенно-осадочные толщи (падринская серия), по многим признакам сходные с отложениями тепторгинской и аkitканской серий и являющиеся их возрастными аналогами [98].

Верхнепротерозойские отложения в Байкало-Патомском нагорье широко представлены бодайбинской серией, которую большинство исследователей склонно отнести к верхнему протерозою, считая ее более молодой, чем мамская. Другие геологи полагают, что эти две серии являются возрастными аналогами и относят бодайбинскую серию к нижнему протерозою; эта последняя точка зрения нашла, в частности, отражение на геологической карте масштаба 1 : 2 500 000. Разрез бодайбинской серии начинается толщей переслаивания карбонатных (известняки, отчасти доломиты) и терригенных (тонкозернистые песчаники и алевролиты) пород, выше которой залегают песчаники, алевролиты и сланцы, местами обогащенные углистым веществом; мощность бодайбинской серии изменяется в пределах от 4500 до 6500—7000 м.

В северной части Патомского нагорья значительная территория занята патомской серией. Она разделена на ряд свит и состоит из ритмически чередующихся терригенных и карбонатных пород — конгломератов и песчаников, алевролитов, разнообразных сланцев, мергелей, известняков и доломитов. В серии по направлению кверху отмечается постепенное уменьшение роли терригенных пород и увеличение — карбонатных. Мощность ее достигает 7—8 км, причем отдельные свиты претерпевают значительные изменения мощности и состава.

В Западном Прибайкалье М. М. Тетяев давно выделил и детально описал толщу, называемую ныне байкальским комплексом, или серией и долго служившую стратотипом «верхнего докембрия».

Байкальский комплекс залегает на более древних отложениях с резким несогласием, с базальными конгломератами в основании и состоит из трех свит. Нижняя из них — голоустенская сложена аркозовыми песчаниками и кварцитами, чередующимися с известняками и доломитами. По направлению на север от южной части Байкала карбонатные породы исчезают и свита становится полностью терригенной. Мощность ее на юге 800—1000 м, на севере всего около 100 м. Следующая, улунтуйская свита представлена известняками с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев и алевролитов. Терригенные породы местами фосфоритовосы, причем отдельные пласты фосфоритов имеют промышленное значение. В известняках обнаружены обильные строматолиты (*Collenia* и *Conophyton*) и онколиты (*Osagia*). Мощность свиты от 300 до 1000 м. Венчают разрез осадки качергатской свиты — серые, красные и зеленые песчаники, чередующиеся с алевролитами, филлитами и глинистыми сланцами; местами эта свита имеет флишеподобный характер. Мощность ее от 600 до 2000 м. Общая мощность байкальского комплекса меняется от 1000 м на севере до 3500 м на юге. В южной части Байкала породы комплекса перекрываются ушаковской свитой венда.

В Баргузино-Витимском районе разрез верхнего протерозоя, согласно данным Е. В. Павловского, Л. И. Салопа и др., схема-

тически представляется в следующем виде. Внизу залегает толща чередующихся биотитовых, кварц-биотитовых, биотит-гранатовых и других сланцев, к которым местами присоединяются рассланцованные преимущественно кислые эффузивы и разнообразные туфогенные породы. Выше располагается толща из карбонатных сланцев, сменяющихся кальцитовыми и доломитовыми мраморами, местами резко полосчатыми, иногда битуминозными, содержащими прослой кварц-углистых, филлитовидных и других сланцев. В Икатском хребте в средней части разреза развита марганценосная формация, состоящая из серицит-хлоритовых, кварц-углистых, углисто-карбонатных, кварц-карбонатных сланцев, чередующихся с марганцево-кремнистыми сланцами; последние местами образуют промышленные марганцевые руды. Верхняя часть разреза сложена преимущественно песчано-глинистыми породами и отчасти мергелями с пластами средних и основных лав, часто преобразованными в разнообразные кристаллические парасланцы и амфиболиты. Общая мощность верхнего протерозоя по одним данным равна 8—8,5 км, по другим — достигает 13 км.

Восточный Саян. Широкая полоса докембрийских пород протягивается вдоль северо-восточного склона хребта, где они слагают высоко приподнятый край платформы.

Архей. В нижней части разреза преобладают грубополосчатые гнейсы и кристаллические сланцы — в основном биотитовые и биотит-амфиболовые, с прослоями гранат-биотитовых, гранат-кианитовых, двуслюдяных сланцев и глубокометаморфизованных карбонатных пород и мощными горизонтами амфиболитов. Эта толща обычно сопоставляется с шарыжалгайской и отчасти слюдянской сериями, развитыми в каледонидах Южного Прибайкалья. К более верхним горизонтам архея относятся отложения, в которых существенная роль принадлежит карбонатным породам — кальцит-биотитовым сланцам, кальцифирам и в особенности мраморам, местами содержащим прослой различных гнейсов и кристаллических сланцев. Видимая мощность архейских отложений исчисляется многими тысячами метров.

Протерозой. Протерозойские отложения геосинклинального типа залегают на архейском цоколе и перекрываются платформенным чехлом, нижняя часть которого, вероятно, принадлежит венду. Стратиграфия этих отложений разработана слабо.

К нижнему протерозою условно относят толщу мраморов и кварцитов, чередующихся с биотит-гранатовыми и амфиболовыми сланцами (около 1 км), на которых залегает свита Соснового Байца (1—2 км), которая, вероятно, относится к группе джеспилитовых формаций; она состоит из амфиболитов, биотитовых и гранат-биотит-ставролитовых сланцев с характерными горизонтами железистых кварцитов и гематит-магнетитовых пород. Находящийся выше многокилометровый комплекс состоит из биотитовых и гранат-биотитовых сланцев (белореченская свита), на

которых располагаются кварц-хлорит-серицитовые сланцы, филлиты и метапесчаники с прослоями вулканитов основного и кислого состава. Этот комплекс условно относится к среднему протерозою.

В бассейнах рек Ия и Ока развиты черные филлиты, разнообразные сланцы — кварц-серицитовые, кремнисто-глинистые, тальк-хлоритовые и другие, метаморфизованные песчаники с редкими прослоями кварцитов и известняков. Местами в этой толще, которая относится С. В. Обручевым к верхнему протерозою, встречаются метаморфизованные кварцевые порфиры и порфириты, их туфы, туфогенные песчаники. Общая мощность толщи достигает 3—4 км.

Енисейский кряж. Большая часть территории кряжа сложена докембрийскими породами.

Архею. Архейские образования широко развиты в южной (ангаро-канской) части кряжа, где они детально изучены Ю. А. Кузнецовым, выделившим здесь канский и енисейский комплексы.

Регионально метаморфизованный в условиях гранулитовой фации канский комплекс имеет очень характерный облик. Он состоит из многокилометровой толщи гиперстеновых и гранат-гиперстеновых гнейсов, разнообразных кристаллосланцев и амфиболитов с резко подчиненными прослоями гнейсов другого состава и мраморов. Комплекс этот относится к группе формаций гиперстеносодержащих кристаллосланцев и гнейсов и может быть сопоставлен с большей частью тимптонской серии Алдана, а также далдынской и верхнеанабарской сериями Анабара.

Протерозой. К наиболее древним отложениям нижнего протерозоя относится упомянутый выше енисейский комплекс, или серия. Сложена серия мощной (до нескольких километров) толщей биотитовых, биотит-амфиболовых и двуслюдяных гнейсов, местами с подчиненными прослоями кварцитов и линзами амфиболитов; в нижней ее части местами обособляются слюдяные кварциты мощностью свыше 1 км. Не исключено, однако, что енисейская серия, резко отличающаяся от других нижнепротерозойских отложений и долгое время относившаяся к архею, в действительности принадлежит эозою.

В заангарской части кряжа нижнепротерозойские отложения представлены разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями мраморов, амфиболитов, кварцитов и кварцито-гнейсов тейской серии (некоторые исследователи относят ее к среднему протерозою). Местами метаморфизм пород этой серии уменьшается настолько, что первичный характер пород узнается легко, а кое-где, особенно в верхней части, она вообще слабо метаморфизована и состоит в основном из песчаников, алевролитов и сланцев. Мощность серии велика, но с желательной степенью точности не определена.

К нижнему протерозою некоторые исследователи относят также очень широко распространенные породы удерейской свиты,

сложенной однообразными филлитизированными глинистыми сланцами и алевролитами с редкими пачками карбонатно-глинистых сланцев и песчаников; по мнению других геологов, удерейская свита относится к верхнему протерозою. Мощность свиты местами лишь немного превышает 1 км, но в центральной части кряжа достигает огромной величины — около 6 км.

Выше залегает мощный комплекс с определенными элементами ритмичности. В основании располагаются глинистые сланцы, алевролиты и песчаники погоруйской свиты мощностью от нескольких сотен метров до 1400—1500 м. Вышележащая карбонатная толща разделяется на две свиты: аладьинскую и свиту карточка; свита карточка сложена очень характерной толщей зеленоватых, лиловых и бурых глинистых известняков мощностью до 400 м, а аладьинская — доломитами с телами магнезитов общей мощностью до 600 м; все эти свиты вместе с удерейской и некоторыми другими обычно объединяются в составе единой верхнепротерозойской сухопитской серии. Для погоруйской свиты имеются определения изотопного возраста по глауконитам — 1100—1140 млн. лет, по-видимому, несколько заниженные [34].

Терригенно-карбонатная тунгусикская серия характеризуется изменчивыми литофациальным составом и мощностью. В северной (заангарской) части кряжа аладьинская свита в большинстве районов отсутствует и на свите карточка вновь залегают глинистые сланцы и песчаники (потоскуйская, или красногорская свита) мощностью от 200 до 600 м. Выше идут рифогенные известняки и массивные доломиты с залежами магнезита джурской свиты, содержащей остатки строматолитов; мощность ее 400 м на востоке, а в центральной части кряжа около 1 км. Вышележащая шунтарская свита состоит из черных углистых филлитов, глинистых и известковистых сланцев с прослоями известняков; мощность ее около 600 м на востоке, на западе же она возрастает до 3—3,5 км. Затем следуют две свиты, имеющие у разных авторов различные наименования: нижняя из них (карбонатная) также имеет изменчивую мощность от 650 м (на востоке) до 2,5 км и сложена преимущественно известняками, а верхняя (терригенно-карбонатная) образована глинистыми сланцами, песчаниками и доломитами в верхней части, общей мощностью до 600 м.

Выше описанных отложений залегают еще две серии, отделенные несогласием как от нижележащих отложений, так и одна от другой. Нижняя из них (устьянгарская, или ослынская) имеет изменчивую мощность — от 2 км на востоке Енисейского кряжа до 4—5 км на западе — и представлена терригенно-карбонатной толщей с мощными известняками и доломитами в верхней части разреза и промышленными гематитовыми рудами среди пестроокрашенных песчано-сланцевых пород в нижней его части.

Самые молодые верхнепротерозойские отложения кряжа относятся к чингасанской серии, мощность которой превышает 2 км, и ее возрастным аналогам, выделяющимся под разными наимено-

ваниями (уволжская, вороговская, подъемная, тасеевская серии) и имеющим различную мощность — например, тасеевская серия свыше 4 км [34]. Отложения эти в нижней части выражены красноватными конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, к которым выше присоединяются карбонатные породы; изотопный возраст этой части разрезов по глаукониту 750—680 млн. лет. В верхней части среди терригенных пород местами отмечаются горизонты вулканитов преимущественно основного состава, а также мощные, до нескольких сотен метров, тиллитоподобные конгломераты, которые похожи на соответствующие образования, столь характерные для венда европейской части СССР. Местами эти толщи имеют характер типичной континентальной молассы, например, чингасанская серия северо-восточной окраины кряжа [87].

Все описанные выше верхнепротерозойские отложения (кроме чингасанской серии) образуют внешнюю миогеосинклиналию зону Енисейской геосинклинали, охватывающую большую часть кряжа. На крайнем западе отчетливо намечается вторая структурно-фациальная зона — эвгеосинклиналию, в большей своей части перекрытая молодыми осадками Западносибирской плиты. В низовьях р. Большой Пит, а также севернее и южнее распространены породы верхнепротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса, в составе которого наряду с терригенными и карбонатными породами принимают участие разнообразные вулканиты, преимущественно основного состава. Этот многокилометровый комплекс, называемый иногда глушихинским, разделен на большое количество свит, многие из которых достаточно надежно параллелизуются с описанным выше эталонным разрезом миогеосинклиналию зоны.

Большой интерес представляет формационная принадлежность всех охарактеризованных толщ. Нижние части разрезов большей частью относятся к аспидной формации, к которой во внутренней зоне присоединяется своеобразная диабазовая или габбро-диабазовая формация. Очень широко распространены флипоидные формации, неоднократно повторяющиеся в разрезах. Верхняя часть сухопитской серии выражена группой карбонатных формаций — рифогенно-доломитовой, магнезиально-доломитовой и известняково-фтанитовой. Особенно пестрый состав имеет верхняя часть верхнего протерозоя, в сложении которого выделяется большое количество плохо еще изученных осадочных и вулканогенных формаций [24]; наиболее поздние из них — это молассы заключительного этапа геосинклиналию цикла.

Туруханское поднятие. В этом поднятии на поверхность выходят только отложения верхнего протерозоя, которые разделены на ряд свит. Разрезы очень похожи на енисейские, а выделяемые в их составе свиты легко параллелизуются между собой; для одной из них, являющейся возрастным аналогом шунтарской свиты, определен абсолютный возраст в 925 млн. лет.

Чадобецкое поднятие. Небольшой выход верхнепротерозойских отложений известен восточнее Енисейского кряжа — в среднем течении р. Чадобец, где они слагают ядерную часть Чадобецкого поднятия. В основании разреза залегают глинистые и алевроитовые сланцы с прослоями песчаников, выше идут известняки и доломиты, а затем снова сланцы — алевроито-слоудистые и хлоритовые с прослоями песчаников. Видимая мощность толщи достигает 1700 м. Абсолютный возраст глауконита из нижней части толщи, являющейся аналогом погорюйской свиты Енисейского кряжа — 1290 млн. лет [34].

К е м б р и й. В *Байкальской горной области* в строении нижнего структурного этажа участвует не только докембрий, но и складчатые кембрийские отложения. В большинстве случаев последние сохранились от размыва только в синклиналиях и распространены в виде небольших по площади выходов на обширной территории между оз. Байкал и р. Витим. Значительную площадь кембрий занимает только в Средне-Витимской горной стране, где он слагает двучленный комплекс: нижний — существенно терригенный и верхний — карбонатный. Терригенная толща внизу состоит из пестроцветных песчаников и конгломератов, иногда ритмически чередующихся, а выше сложена песчаниками и сланцами, переслаивающимися с карбонатными породами; мощность ее от 1000 до 1600 м, но в местах наиболее глубокого прогибания достигает 5700—7400 м, а в участках с резко выраженным геантиклинальным режимом составляет всего несколько десятков метров [98]. Карбонатная толща, до 2,5 км, сложена внизу преимущественно доломитами, а в верхней части — разнообразными известняками. В ней найдена фауна археоциат и трилобитов, позволяющая уверенно отнести эти отложения к нижнему кембрию, хотя некоторые мелкие трилобиты дают возможность предполагать, что верхняя часть толщи относится к амгинскому ярусу.

В районах, расположенных к юго-западу от охарактеризованного, к нижнему кембрию относят толщи, которые обычно начинаются мощными конгломератами, сменяющимися выше переслаивающимися известняками, песчаниками и разнообразными сланцами и венчаются известняками. Общая мощность их иногда превышает 1500 м.

Очень широко кембрий распространен западнее и северо-восточнее Байкальской горной области, где он выполняет впадины *Предбайкальского краевого прогиба*, постепенно сливаясь с кембрийскими отложениями внутренних частей платформ.

На различных породах докембрия с резким размывом и несогласием залегает красноватая мотская свита — конгломераты, песчаники, аргиллиты, мергели с прослоями известняков и доломитов. Для нее характерны признаки образования в условиях мелководья — сильная фациальная изменчивость, косая слоистость, волноприбойные знаки, заполнение трещин усыхания.

Мощность свиты изменяется от 200 до 500 м. В Южном Прибайкалье ниже мотской свиты залегает толща граувакковых песчаников с прослоями и линзами конгломератов (ушаковская свита) мощностью свыше 1000 м. Мотская свита перекрывается соленосной усольской свитой, состоящей из доломитов, гипсов и ангидритов, глин и пластов соли мощностью до нескольких десятков метров; общая ее мощность достигает здесь 1 км. Трилобиты и брахиоподы, найденные в аналогах этой толщи из более западных и северных районов, позволяют отнести ее к ленскому ярусу, а залегающие ниже красноцветные породы мотской свиты — к алданскому ярусу; ухаковская свита относится к самым верхам протерозоя — венду.

После резкого перерыва следуют отложения верхоленской свиты верхнего кембрия, прослеживающиеся в виде прерывистой полосы далеко на север — почти до Патомского нагорья. В основании ее на маломощных базальных конгломератах залегают песчанистые известняки, мергели и доломиты мощностью до 200 м, а выше идет более чем 1000-метровая толща косослоистых песчаников и мелкогалечных конгломератов.

Близкий к описанному разрез характеризует и внутреннюю часть Березовской впадины — прилежащую с северо-востока к Патомскому нагорью часть Предбайкальского краевого прогиба. Следует при этом отметить, что мощность нижнего кембрия во внешней части впадины, примыкающей к Алдан-Витимскому щиту, всего 500—600 м, а во внутренней ее части втрое больше, причем важную роль в разрезе играет соленосная формация.

Магматизм

Две докембрийские группы магматических проявлений на платформе — архейская и протерозойская — достаточно резко отличаются одна от другой и будут рассмотрены раздельно; вместе с протерозойскими будут рассмотрены везойские образования.

Архейский магматизм. Во всех районах, где на поверхности широко распространены архейские суперкрупные формации, с ними тесно связаны разнообразные магматические породы. Проявления архейского магматизма в различных районах платформы, как это начинает все более отчетливо выявляться в последнее время, обладают замечательными чертами сходства, что позволяет дать его обобщенную характеристику.

К наиболее древним магматическим образованиям относится комплекс основных и ультраосновных пород, преобразованных в разнообразные кристаллические сланцы и амфиболиты. Однако иногда они сохраняют реликты структур, позволяющие распознать среди них диабазы, габбро, пироксениты, перидотиты и другие разности, залегающие во вмещающих породах в виде пластовых залежей, реже в виде секущих тел. Породы этого комплекса

довольно широко распространены среди архейских образований Алдана и Анабара, известны на Енисейском кряже и в других районах.

Среди кислых пород наиболее широко распространены гнейсовидные гранитоиды (они хорошо известны под названием гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов), в главной своей массе возникшие, вероятно, за счет метасоматических преобразований вмещающих пород. Для них характерно непостоянство химического и минерального состава, наличие четко выраженных полосчатых текстур и постепенные переходы по простиранию к породам первично осадочного происхождения, что позволяет нередко с полной определенностью установить, за счет какой части стратифицированного комплекса они образованы. В ряде случаев ясно устанавливается, что мощности первично осадочных толщ при гранитизации не изменяются, а это свидетельствует об отсутствии значительной магматической инъекции. По форме гранито-гнейсы представляют собой согласные тела, обычно небольших размеров. В результате «слияния» таких тел они нередко образуют крупные поля, всегда, однако, подчиненные структурному плану вмещающих первично осадочных толщ. Жильная серия очень бедна и представлена гранит-пегматитами и пегматитами простого состава. В связи с гранито-гнейсами часто отмечается интенсивная мигматизация и фельдшпатизация вмещающих пород.

Среди относительно ранних преимущественно кислых пород выделяется еще одна своеобразная группа, рассматриваемая многими исследователями в качестве палингенных образований. Гранитоиды этой группы проявляют особенно четко выраженную связь химического и нередко минерального состава с составом вмещающих пород. В них встречаются в качестве порообразующих такие мало характерные для обычных гранитоидов минералы, как гиперстен, гранат, графит и другие, одновременно являющиеся составными компонентами вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев. Тела этих гранитоидов обычно имеют небольшие размеры, пластообразную и неправильную форму, иногда с секущими контактами, но чаще имеют постепенные переходы к вмещающим породам.

Кроме гранитоидов, к группе палингенных образований на Алдане относятся гиперстеновые диориты и габбро-нориты, а на Енисейском кряже — гранат-гиперстеновые сиенит-диориты и кварцевые нориты; все эти породы чарнокитового ряда связаны между собой и с вмещающими породами петрогенетическим родством и формировались в одинаковых термодинамических условиях.

Наиболее молодые магматические породы представлены группой аляскитовых и лейкократовых субщелочных гранитов и гранит-пегматитов, образующих мелкие линзовидные и жилкообразные тела, обычно с ясными рвущими контактами. С ними связаны аплиты и пегматиты, а также редкие безрудные кварцевые жилы.

Данные определений абсолютного возраста показывают, что образование всех этих пород гранитоидного состава на Алданском кристаллическом массиве началось примерно 2900 млн. лет назад, а возможно и несколько раньше [96].

Протерозойский магматизм. Магматические проявления протерозойского возраста в разных районах Сибирской платформы многочисленны, весьма разнообразны и не могут быть описаны в таком обобщенном виде, как это сделано по отношению к архейскому магматизму.

Байкальская горная область. Протерозойский магматизм многообразно представлен как в эффузивной, так и интрузивной формах; кроме того, здесь известны и нижнепалеозойские проявления магматической деятельности.

Вулканогенные породы нижнего протерозоя сконцентрированы во внутренней (эвгеосинклиальной) зоне и входят в состав группы спилит-кератофировых формаций; преимущественно развиты лавы и пирокласты основного состава, но в верхней части разрезов существенную роль играют также кислые вулканиды.

Интрузивные проявления нижнего протерозоя весьма разнообразны по составу и относятся к нескольким возрастным комплексам [98]. К наиболее раннему из них относится комплекс гипабиссальных субвулканических тел основного и кислого состава в виде пластообразных залежей, даек и штоков небольших размеров, неразрывно связанных с эффузивами спилит-кератофировой формации. К ранним этапам магматизма относятся также породы габбро-пироксенит-дунитовой формации — габбро, габбро-нориты и габбро-диориты, перидотиты, пироксениты и серпентиниты. Интрузивы этой группы имеют форму крутых пластообразных залежей, неправильных тел и даек и характеризуются небольшими размерами, хотя отдельные массивы достигают величины до 100—150 км². Все они локализируются в зоне глубинных разломов на стыке внутренней и внешней зон. Более молодая группа глубинных изверженных пород (приморский комплекс) состоит главным образом из гранитоидов. Наиболее крупные плутоны контролируются той же системой глубинных разломов, что и массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации, но более мелкие тела распространены повсеместно во внутренней зоне. С гранитоидами этой группы связаны редкие пегматиты и кварцевые жилы.

В миогеосинклиальном (внешнем) поясе гранито-гнейсы куандинского комплекса имеют постепенные переходы к вмещающим породам и сопровождаются обширными полями мигматитов. В Кодаро-Удоканском районе они образуют несколько очень эффектно выраженных гранито-гнейсовых куполов [72]. Многие признаки указывают, что породы этого комплекса возникли в процессе гранитизации и реоморфизма. С ними связаны пегматоидные граниты и пегматиты с изотопными датировками возраста в пределах 2170—1860 млн. лет.

Последний комплекс — чуйско-кодарский состоит из разнообразных пород преимущественно гранитоидного состава: относительно наиболее ранние из них представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, гранодиоритами и граносиенитами, реже диоритами и монцонитами, более поздние — лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. В Кодаро-Удоканском районе гранитоиды этого комплекса, по представлениям некоторых исследователей, образуют огромный лополит, не только метаморфизующий породы удоканской серии, но и оказывающий на нее активное механическое воздействие (см. рис. 2); изотопный возраст его 1930 ± 150 млн. лет [81]. Наиболее поздние образования этого комплекса представлены гипабиссальными трещинными массивами гранит-порфиров и порфиров.

Раннепротерозойский этап магматизма завершился внедрением даек кварцевых диабазов и габбро-диабазов.

Магматические проявления среднего протерозоя существенно отличаются от раннепротерозойских. К эффузивным образованиям относятся диабазово-порфиритовая формация тепторгинской серии, а также входящие в состав акитканской серии красные и лиловые кварцевые порфиры и пирокласты, которые вместе с другими разновидностями вулканитов и пестроцветными обломочными породами образуют континентальную вулканогенно-осадочную формацию. Среди интрузивных пород особенно широким распространением пользуются гипабиссальные и субвулканические тела гранит-порфиров, гранодиоритов, диоритов, граносиенитов и сиенит-порфиров, реже кварцевых диоритов и габбро-диоритов; изотопный их возраст находится в пределах 1700 ± 35 — 1560 ± 80 млн. лет. Эти интрузивные образования пространственно и генетически тесно связаны с вулканитами акитканской серии и входят в состав единой вулканоплутонической формации [81]. Формация, по представлениям ряда исследователей, образует Прибайкальский краевой вулканический пояс, протягивающийся на расстояние около 900 км вдоль юго-западной окраины байкалид (см. рис. 5).

Магматические проявления верхнего протерозоя также представлены в эффузивной и интрузивной формах, но существенно отличаются от соответствующих нижнепротерозойских и в особенности среднепротерозойских образований. Во внутренней зоне байкалид в это время продолжалось накопление в подводных условиях вулканогенных толщ, но спилиты и диабазы среди них уже редки, и главная роль переходит к кислым породам — кварцевым порфирам и кератофирам и в особенности к их туфам. При развитии в разрезах наряду с кислыми вулканидами диабазовых порфиритов толщ приобретают характер спилит-кератофировой формации; но при этом они отличаются сравнительно небольшим объемом вулканогенных образований, составляющих обычно не более 20% всей массы пород.

С ранними этапами верхнепротерозойского магматизма связано внедрение небольших массивов разнообразных габброидов, к которым местами присоединяются оливиниты, перидотиты и пироксениты, а в других случаях — альбитовые гранит-порфиры и порфиры, образующие дайковую серию.

Особое место среди верхнепротерозойских интрузивных пород занимает баргузинский комплекс биотитовых гранитов и гранодиоритов, образующих гигантские массивы площадью до 100 000 км². Относительно более ранние и наиболее крупные массивы гнейсовидных гранитов этого комплекса, сопровождающиеся пегматоидными разностями и полями мигматитов, местами очень напоминают гранито-гнейсы нижнего протерозоя и, вероятно, также возникли в результате процесса гранитизации. Более поздние массивные часто порфировидные гранитоиды пестрого состава слагают тела площадью до нескольких тысяч квадратных километров, но обычно гораздо меньше, имеют крутые секущие контакты и сопровождаются жильной серией гранит-порфиров и лампрофиров. Гранитоиды баргузинского комплекса пересекают верхнепротерозойские отложения и встречаются в составе галек конгломератов нижнего кембрия.

В центральных и южных районах описываемой области довольно широко развиты также и нижнепалеозойские магматические образования.

Наиболее древние породы основного состава распространены незначительно и представлены габбро-диабазами и отчасти диоритами в виде небольших линейно вытянутых тел трещинного типа. Среди наиболее широко развитых гранитоидов относительно древними являются малые интрузии гранит-порфиров, фельзитов и альбитофиров, секущих нижний кембрий в виде даек, штоков или тел неправильной формы.

Наиболее поздние гранитоиды витимканского комплекса сформированы, по-видимому, в завершающий этап байкальской складчатости, на рубеже среднего и позднего кембрия [98]. Комплекс этот многофазный: вначале внедрились диориты, гранодиориты, монзониты и сиениты, затем разнообразные граниты, вплоть до аляскитовых. Гранитоиды, отдельные массивы которых достигают значительной величины — свыше 1000 км², контролируются зонами разломов; вдоль этих разломов несколько позднее произошло внедрение лампрофировой серии, которая завершила магматизм байкальской тектоно-магматической эпохи.

Алдано-Витимский щит. Магматические проявления эозоя и протерозоя известны в южной, западной и восточной частях щита. В южной его части — в Становом хребте и южнее — выделяются по крайней мере три интрузивных комплекса. Наиболее древний из них представлен амфиболитами, габбро-амфиболитами, габбро-диоритами, слагающими пластовые тела площадью до 100 км², а также мелкими штоками и дайками пироксенитов, перидотитов и основных пород.

Второй комплекс, известный под названием древнестановых гранитов, представлен преимущественно биотитовыми и рогово-обманковыми плагиогранитами, иногда гранодиоритами и еще реже диоритами. Среди них выделяются ранние резко гнейсовидные разности, образующие огромные конкордантные тела, часто сопровождающиеся мощными зонами мигматитов и сформированные, вероятно, в результате гранитизации вмещающих пород, и более поздние дискордантные массивы (позднестановые граниты). Среди последних также имеются разности метасоматического происхождения с полосчатой структурой, но главная масса представлена интрузивными массивами с резкими секущими контактами; возможно, что некоторые из них имеют реоморфическую природу, но наиболее поздние лейкократовые граниты являются настоящими магматическими образованиями. Позднестановые граниты сопровождаются обильной серией турмалин-мусковитовых пегматитов, для которых имеются определения изотопного возраста 1900 млн. лет, а также более редкие аплитовые и кварцевые жилы.

Третий комплекс представлен массивами габбро-анортозитов, расположенных в области стыка алданского и станового гнейсовых комплексов, разделенных глубинным разломом. Крупный массив находится в бассейне р. Олекмы, а на востоке — в бассейне рек Май (Удской), Учур и др. располагается крупнейший в мире анортозитовый плутон, площадь которого достигает 10 000 км². Состав габбро-анортозитового комплекса бассейна Олекмы изменяется от лабрадорита до андезин-олигоклазита, а в краевых его частях отмечаются и сиениты. В габбро-анортозитовый комплекс входят также габбро-диабазы и кварцевые диабазы в виде многочисленных даек. На востоке в состав комплекса, кроме анортозитов, входят габбро и резко подчиненные ультраосновные породы.

В междуречье Олекмы и Алдана известны эффузивные и интрузивные породы, скорее всего раннепротерозойского возраста. В сложении осадочно-вулканогенной метаморфической свиты здесь участвуют в различной степени метаморфизованные основные и кислые эффузивы, главным образом диабазы и кварцевые порфиры, а также их туфы. В тесной связи с эффузивами находятся интрузивные породы — от ограниченно развитых габбро-диоритов до широко распространенных гранитов, отчасти кварцевых диоритов и гранодиоритов. Они слагают небольшие дайки, штокообразные тела с поперечником всего в несколько сотен метров, а также крупные тела разнообразной формы. Жильная серия довольно разнообразна и представлена гранитоидами разного состава с порфировой структурой, пегматитами, аплитами, лампрофирами и обильными кварцевыми жилами, обычно хрусталеносными.

Анабарский кристаллический массив. В западной части массива известны вытянутые тела габбро-анортозитов сложного строения

с площадью выходов до нескольких сотен квадратных километров; по аналогии со сходными породами Алдано-Витимского щита они относятся к нижнепротерозойским образованиям.

Северо-восточнее, на Лено-Оленекском водоразделе выявлены небольшие массивы габбро-диабазов, кварцевых диоритов и гранодиоритов в сопровождении жил гранит-пегматитов, а также кварцевых и кварц-карбонатных жил. Возраст гранитоидов определяется тем, что они прорывают сложнодислоцированные отложения раннего протерозоя и перекрыты горизонтально лежащими отложениями среднего протерозоя; для отдельных массивов определен изотопный возраст — 2080—1840 млн. лет.

В краевом поднятии Восточного Саяна эффузивные и туфогенные породы входят в состав верхнепротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса и представлены порфиритами, кварцевыми порфирами, их туфами и туфобрекчиями. Крупные штоки и дайки интрузивных пород, относимых к протерозою, в восточной части региона представлены гранитами, гранодиоритами и граносиенитами, а в западной его части — порфирированными гранитами и аляскитами.

Енисейский кряж. Ранние этапы развития послепалеозойского магматизма характеризовались здесь внедрением многочисленных даек диабазов, а поздние — гранитной интрузией, происходившей в две фазы. Относительно ранние согласные массивы микроклинитовых гранитов образовались в процессе гранитизации вмещающих толщ, а несколько более поздние порфирированные граниты и гранодиориты формируют довольно крупные дискордантные тела; все они, вероятно, принадлежат эозою.

Верхнепротерозойские магматические проявления начались излияниями основных и средних, отчасти кислых лав в сопровождении туфогенных продуктов, входящих в состав вулканогенно-осадочного глушихинского комплекса, развитого в западной части кряжа. Наиболее ранние интрузивные породы представлены дайками и пластовыми интрузиями — оливин-гиперстеновыми диабазами, габбро-поритами, норит-перидотитами и пикритами. Более поздние граниты образуют ряд крупных несогласных тел, залегающих в антиклинальных структурах. В краевых частях массивов граниты заменяются гранодиоритами и диоритами; с гранитоидами связаны обильные кварцевые жилы, часто золотоносные. Согласно данным радиометрических измерений, могут быть выделены три разновозрастных комплекса гранитоидов: два из них со средним абсолютным возрастом в 1000 и 850 млн. лет внедрились в течение главного геосинклинального этапа, а третий с абсолютным возрастом в 620 млн. лет — в заключительный этап [34]. Вместе с тем становление отдельных крупных гранитных массивов батолитовой формации происходило, по-видимому, чрезвычайно длительно (например, Аяхтинского от 1230 до 570 млн. лет).

В Чадобецком поднятии обнаружены сильно измененные ультраосновные породы типа перидотитов или меймечитов, которые, возможно, являются возрастными аналогами верхнепротерозойского комплекса основных и ультраосновных пород Енисейского кряжа.

Тектоника

При рассмотрении тектонического строения нижнего структурного этажа Сибирской платформы, так же как это было сделано ранее для Русской платформы, будут охарактеризованы внутренняя его структура и строение поверхности фундамента.

Внутренняя структура фундамента

Внутренняя структура фундамента может быть отчетливо выявлена только в пределах наиболее приподнятых его участков — на щитах, кристаллических массивах и менее крупных поднятиях.

Алдано-Витимский щит. В крайней юго-восточной части Сибирской платформы, где широко распространен докембрий, могут быть выделены две области, довольно резко отличающиеся по своему строению: 1) область, сложенная архейскими образованиями, слабо затронутыми более поздними тектоническими движениями; 2) область, где на поверхность выходят протерозойские (или эозойские) отложения и находящиеся среди них архейские глыбы, позднее в той или иной степени переработанные. Большая часть территории, выделяемой на тектонических картах под наименованием Алданский щит, занята непереработанными кристаллическими породами алданского комплекса. Южнее, западнее и восточнее его широко распространены разнообразные протерозойские или эозойские породы. Пользуясь принятой нами номенклатурой для выходов на поверхность докембрийских отложений, первую из выделенных выше областей следует называть Алданским кристаллическим массивом, а этот последний вместе с его протерозойским обрамлением — Алдано-Витимским щитом.

Особенности строения Алданского массива и его обрамления и их соотношения отчетливо выявляются при рассмотрении тектонической схемы западной части массива (рис. 1). Здесь в строении нижнего структурного этажа четко обособляются две области с различной историей геологического развития: 1) область архейской складчатости и 2) область протерозойской складчатости, которая в свою очередь может быть разделена на внешнюю и внутреннюю зоны. Внутри этих областей выделены складки первого порядка — антиклинории и крупные антиклинали и разделяющие их синклинории и синклинали.

В области архейской складчатости на фоне крупнейших куполовидных вздутий развита система линейных складок, протягивающихся на многие десятки километров при ширине до 20 км

и более. Они имеют довольно пологие крылья, но осложнены более крутыми складками второго и более высоких порядков, вплоть до развития мелких складок течения.

Во внутренней зоне области протерозойской (эозойской) складчатости отмечается система довольно крутой складок протяженностью до нескольких десятков километров при ширине до 5—10 км. Простираются их шарниры находятся в полном соответствии с конфигурацией зоны, изменяясь от субмеридиональных на западе до субширотных на юге, переходящих восточнее в широтные.

Наряду с ними развиты более мелкие складки, вплоть до развития микроскладчатости. Простираются складок в обособленных архейских блоках среди более молодых пород в большинстве случаев также соответствуют направлению складчатых дислокаций протерозоя (эозоя).

Внешняя зона представляет собой краевую часть Алданского массива, где протерозойские отложения образуют только отдельные шовные структуры типа грабен-синклиналей, но ряд признаков указывает на заметное проявление здесь протерозойских тектонических движений. На фоне крупных архейских складок отмечается широкое развитие мелких брахиформных антиклиналей и синклиналей,

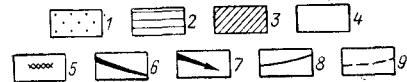
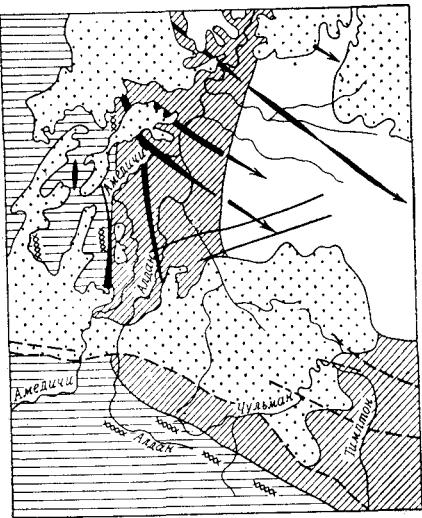


Рис. 1. Тектоническая схема западной части Алданского кристаллического массива.

1 — область распространения спокойно залегающих отложений верхнего структурного этапа (кембрий и юра); 2 — внутренняя зона области протерозойской (эозойской) складчатости; 3 — внешняя зона области протерозойской складчатости; 4 — область архейской складчатости; 5 — простирание складок во внутренней зоне протерозойской складчатости; 6 — простирание шарниров основных антиклинальных структур внешней зоны; 7 — простирание шарниров основных антиклинальных структур архея и направления их погружений; 8 — разломы, выполненные дайками габбро-диабазов; 9 — надвиги и сбросы

возникших, по-видимому, в результате частых и резких ундуляций шарниров крупных линейных складок. Для этой зоны типично чередование складок, характеризующихся пологими крыльями, с интенсивно сжатыми складками сложного строения.

Для внутренних частей массива характерно отсутствие крупных разрывных нарушений, сопряженных со складками. Крупные разломы являются более молодыми, наложенными на архейскую складчатую структуру в результате главным образом мезозойских

глыбовых движений. К ним принадлежит серия разрывных нарушений в виде протяженных зон восток-северо-восточного простирания.

В краевых частях кристаллического массива широко развиты разрывные нарушения, связанные с протерозойскими складкообразовательными движениями; на западе они протягиваются в субмеридиональном направлении, но в южной его части разломы преимущественно широтные.

Крупная зона нарушений в южной части массива (зона гнейсоидов) представляет собой специфическую зону глубинного разлома, которая отделяет Алданский кристаллический массив от расположенных южнее протерозойских (эозойских) сооружений. С зоной гнейсоидов связано внедрение крупных масс изверженных пород — гранитоидов и габбро-анортозитов.

Границы Алданского кристаллического массива, таким образом, достаточно четкие, что же касается определения границ Алдано-Витимского щита, то это вопрос более сложный. На севере и востоке ограничения щита и массива совпадают, на юге и на юго-востоке границей щита служит Монголо-Охотский глубинный разлом, отделяющий эозойские сооружения от мезозойской складчатой зоны Монголо-Охотского пояса. Северо-западная граница щита прослеживается тоже довольно четко по восточному борту Березовской впадины. Особенно неясна эта граница на юго-западе. По-видимому, наиболее правильно проводить ее по системе разломов северо-западного направления в бассейне нижнего течения рек Калара, Таксимы и других правых притоков Витима. Таким образом, в состав Алдано-Витимского щита, кроме Алданского кристаллического массива, нами включаются области развития сильно метаморфизованных пород протерозоя (эозоя), обнажающиеся к югу от кристаллического массива и к западу от него, а также Чарская глыба.

В краевых частях Алданского массива складчатые структуры архея испытывают переориентировку под влиянием протерозойской (эозойской) складчатости, в результате чего на крайнем западе массива складки имеют меридиональные простирания, на юге — сначала юго-восточные, затем субширотные, а на востоке снова меридиональные. Такая картина изменения простираний складчатых структур фундамента может быть, вероятно, объяснена тем, что по периферии Алданского кристаллического массива в протерозое происходят интенсивные складкообразовательные движения; важно при этом подчеркнуть, что переориентированные структуры архея находятся в полном соответствии с простиранием структур, в сложении которых участвуют протерозойские (эозойские) отложения.

Архей Чарской глыбы в северной ее части слагает серию широких долготных складок, осложненных мелкой складчатостью течения; на юге они приобретают северо-восточные простирания. В результате наложения нижнепротерозойской гранитизации

довольно простая архейская структура местами сильно усложнилась и представляет собой сочетание линейных и брахиформных складок, в том числе гранито-гнейсовых куполов [110].

Отложения удоканской серии, образующие южнее Чарской глыбы протоплатформенный Кодаро-Удоканский прогиб, смяты в систему простых брахиформных складок преобладающего северо-западного простирания, которые в краевых частях прогиба сочетаются со складками сложной морфологии [72]; такие складки, вплоть до опрокинутых и даже лежачих, эффектно выражены в отдельных участках вблизи выходов Кодаро-Кеменского интрузива (рис. 2).

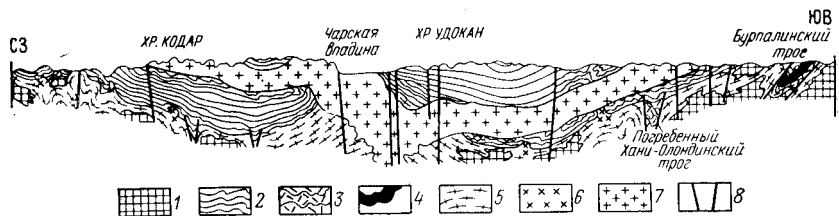


Рис. 2. Геологический разрез вдоль Кодаро-Удоканского прогиба (по А. М. Лейтесу и В. С. Федоровскому).

1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — структурные линии в нижнепротерозойских толщах Кодаро-Удоканского прогиба; 3 — шовные трюги; 4 — основные изверженные породы шовных трюгов; 5 — раннепротерозойские гранито-гнейсы в нижнем структурном этаже; 6 — раннепротерозойские очковые и перматоидные граниты; 7 — раннепротерозойские интрузивные гранитоиды Кодаро-Кеменского лополита; 8 — разломы

Сложное внутреннее строение имеют протяженные грабен-синклинали, или палеоавлакогены, Кодаро-Удоканского района [71]. Слагающий их нижнепротерозойский «трово́вый комплекс» смят в узкие линейные синклинали, осложненные дополнительной складчатостью и сорванные в крыльях.

С востока к погруженному склону Алдано-Витимского щита примыкают еще слабо изученные складчатые сооружения Юдомо-Майского прогиба, который рассматривается одними геологами как докембрийская миогеосинклиналь, другими — как краевой прогиб. Среднепротерозойские отложения смяты здесь в систему меридиональных складок и расчленены крупными, то крутыми, то более пологими разломами такого же направления на ряд глыб, надвинутых одна на другую по направлению на запад (рис. 3). В западной части прогиба антиклинали довольно узкие и резко асимметричные, а разделяющие их синклинали широкие и пологие; в восточном направлении ширина синклиналей уменьшается, а углы падения в крыльях достигают 80—90°.

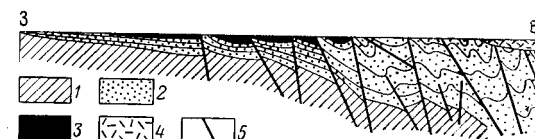
Верхнепротерозойский комплекс (майская и уйская серии) образует в краевой части щита обширные платформенные впадины и перекрывает поднятия фундамента [80].

Анабарский массив. В ядре Анабарского кристаллического массива, где архей выходит на поверхность, складчатая структура в общих чертах, по-видимому, похожа на структуру Алданского массива. Здесь прослеживается серия крупных складок северо-западного простирания, усложненных складками второго и более высоких порядков, со значительно более крутыми элементами залегания в крыльях. Кое-где наблюдается опрокидывание складчатых структур к юго-западу. Разрывные дислокации редки и протягиваются также в северо-западном направлении.

Краевое поднятие Енисейского кряжа сложено разнообразными докембрийскими образованиями, выведенными на поверхность в виде горста. Южная его часть, сложенная породами канского и енисейского комплексов, обособлена и образует древнее

Рис. 3. Схематический профиль Юдомо-Майского прогиба (по В. М. Моралеву и А. Л. Ставцеву).

1 — докембрийский кристаллический фундамент; 2 — верхнепротерозойские отложения; 3 — кембрийские отложения; 4 — мезозойско-кайнозойские эффузивные образования; 5 — разломы



ядро поднятия в виде Ангаро-Канского антиклинория или горстообразного выступа фундамента. Слагающие его породы смяты в систему складок северо-западного простирания, иногда с довольно пологими падениями в крыльях, но одновременно с развитием мелких крутых складок, вплоть до появления плейчатости.

Большая, заангарская, часть Енисейского кряжа представляет собой область распространения складчатых пород протерозоя. Нижнепротерозойские отложения образуют серию сильно сжатых антиклиналей и синклиналей, имеющих северо-западное простирание на большей части территории кряжа. На севере складки веерообразно расходятся по направлению на юг, постепенно сменяясь складками, сложенными верхним протерозоем.

На юге, непосредственно соприкасаясь со складчатой структурой канского комплекса, протерозойские породы также формируют сложную складчатую структуру, веерообразно расходящуюся к северу. В районе нижнего течения Ангары складки, сложенные протерозоем, резко отгибаются к востоку, образуя пучок с восток-северо-восточными простираниями, причем на юге они секут почти под прямым углом архейские структуры. Здесь особенно широко развиты разрывные нарушения разных направлений и масштаба. На востоке этот пучок погружается под кембрийские отложения, формируя ядро четко выраженной крупной Иркиневской антиклинали.

В центральной части кряжа широко развиты верхнепротерозойские породы, которые вместе с нижнепротерозойскими образуют систему крупных антиклинорий и синклинорий северо-западного простирания, осложненных складками более высоких порядков [24]. Верхнепротерозойские отложения обычно характери-

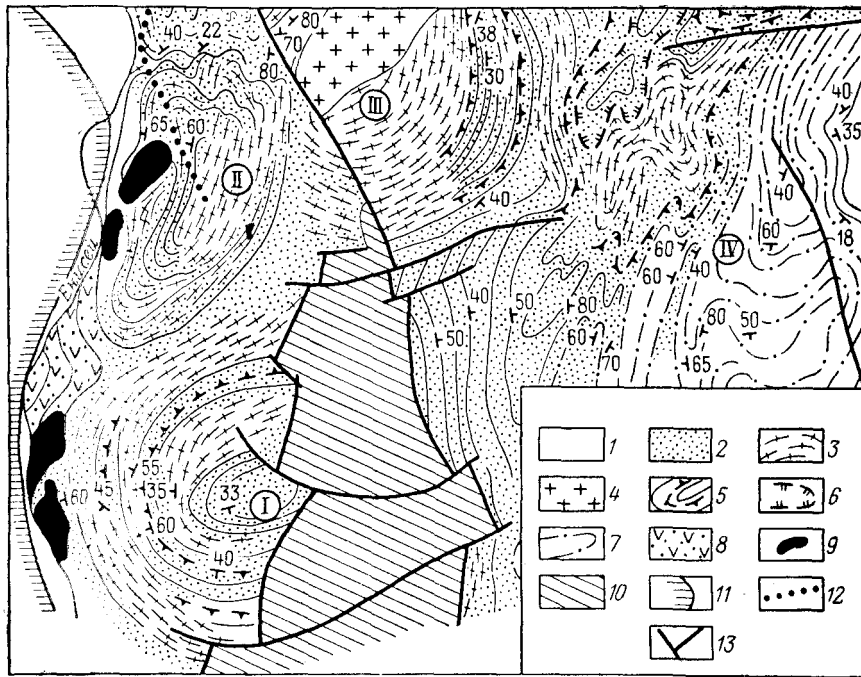


Рис. 4. Структурная схема северо-западной части Енисейского кряжа (по М. Н. Белякиной и Е. А. Долгинову).

1 — породы зеленосланцевой фации метаморфизма; 2 — кристаллические сланцы и гнейсы; 3 — гранито-гнейсы; 4 — граниты Гаревского массива; 5 — основные простирания и падения рифейских пород; 6 — ядра межкупольных синклиналей; 7 — простирания пород в Центральном синклинории; 8 — вулканогенно-осадочные формации; 9 — гипербазиты; 10 — платформенные отложения нижнего кембрия; 11 — граница гравиметрических максимумов; 12 — граница гравиметрических минимумов; 13 — разломы. Гранито-гнейсовые структуры: I — Тисский купол; II — Борсикинский вал; III — Гаревско-Остяцкий купол; IV — Центральный синклинорий

зуются более пологой и спокойной складчатостью, хотя и в них нередко отмечаются крутые, сильно сжатые складки. Наибольшей простотой структурных форм отличается Ангаро-Питский синклинорий, который осложнен только системой обычно коротких брахантиклиналей и широких, плоских брахисинклиналей.

В северо-западной части кряжа крупный Приенисейский антиклинорий осложнен рядом куполовидных структур, в строении которых существенную роль играют гранито-гнейсы (рис. 4). Интересно отметить, что здесь отчетливо проявляется зависимость

между степенью гранитизации протерозойских пород и морфологией сложенных ими складок: в ядерной части куполов обычно находятся наиболее высокометаморфизованные породы, а по мере удаления от ядра и спада метаморфизма купола распадаются на несколько линейных валообразных структур [23].

В Енисейском кряже широко распространены крупные разломы северо-западного простирания. С юго-запада поднятие ограничено системой ступенчатых сбросов значительной амплитуды, а на востоке протерозойские отложения граничат с кембрием по разлому, протягивающемуся на расстояние свыше 300 км. В центральной части кряжа также зафиксированы многочисленные разрывные нарушения, иногда образующие грабенообразные структуры; внутри них кембрийские отложения залегают спокойно, но непосредственно у разломов нередко резко вздернуты.

Туруханское поднятие имеет определенные черты сходства с Енисейским кряжем. Оно также ограничено с запада и востока крупными разломами, по которым верхнекембрийские отложения фундамента выведены на поверхность. Внутри поднятия отмечается система складок северо-западного простирания — от пологих, с падением в крыльях 25—30°, до очень крутых и сжатых, осложненных разрывными нарушениями.

Краевое поднятие Восточного Саяна отделено от прилегающих к нему с юго-запада каледонид глубинным разломом, контролирующим распределение разнообразных интрузивных пород. На северо-востоке оно ограничено разломом, по которому архейские и протерозойские отложения надвинуты на кембрий, а в крайней юго-восточной части у Байкала — на континентальную юру. Внутреннее строение поднятия очень сложно. Архейские и нижнепротерозойские породы смяты в систему крутых сжатых складок северо-западного простирания, объединяющихся в антиклинорий и синклинории, осложненные многочисленными разломами. Верхнепротерозойские отложения заполняют внутри поднятия крупный грабен-синклинорий сложного внутреннего строения, также простирающийся в северо-западном направлении.

Байкальская складчатая область. С юго-запада к Алдано-Витимскому щиту примыкает обширная и очень сложно построенная область восточно-сибирских байкалид, являющихся наиболее молодыми складчатыми сооружениями Сибирской платформы, выведенными здесь на поверхность.

Вопрос о возрасте Байкальской складчатой области является дискуссионным. Многие ученые вслед за Н. С. Шатским считают, что она была окончательно оформлена в качестве геосинклинального складчатого сооружения не позднее первой половины кембрия и относится к системе байкалид в классическом их проявлении, тогда как другие исследователи (А. Д. Архангельский, С. В. Обручев, Е. В. Павловский и др.) отрицают тектоническую самостоятельность этих складчатых сооружений, объединяя их с каледонидами Восточной Сибири. Многие важные особенности

строения этой области начали проявляться совсем недавно. Одна из наиболее хорошо аргументированных тектонических схем области принадлежит Л. И. Салоу, данные которого главным образом и положены в основу дальнейшего изложения [98].

В рассматриваемой области выделяются три структурно-фациальные зоны — Верхневитимский внутренний пояс байкалид,

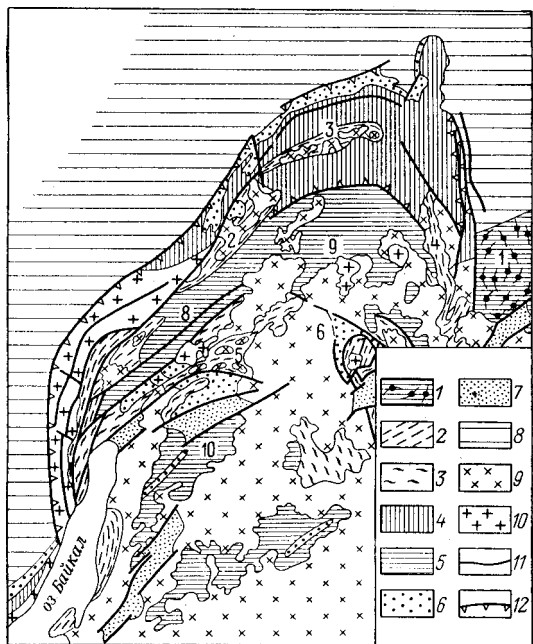


Рис. 5. Схема структуры Байкальской складчатой области (по К. А. Клитину).

1 — архей Алданского щита; 2 — нижнепротерозойский складчатый комплекс Чуйско-Тонодско-Нечерского поднятия, Муйской и Байкальской глыб; 3 — нижнепротерозойский складчатый комплекс Байкало-Витимского поднятия; 4 — рифейский мигросинклинальный комплекс; 5 — рифейский эвгеосинклинальный комплекс; 6 — орогенные впадины байкалид; 7 — четвертичные впадины; 8 — платформенный чехол; 9 — гранитоидные батолитовые формации; 10 — формации трещинных интрузий; 11 — главные разломы; 12 — зоны наливгов и флексур. 1 — Чарская глыба; 2 — Чуйский антиклинорий; 3 — Тонодский антиклинорий; 4 — Нечерский антиклинорий; 5 — Байкало-Конкудерский антиклинорий; 6 — Муйско-Витимский антиклинорий; 7 — Муйская глыба; 8 — Мамский синклинорий; 9 — Бодайбинский синклинорий, 10 — Баргузино-Витимский синклинорий

Байкало-Ленский внешний их пояс и Предбайкальский краевой прогиб.

В пределах Верхневитимского внутреннего пояса, помимо протерозойских складчатых сооружений, имеются участки, сохранившиеся от предшествующего архейского (или эозойского) этапа развития. Выделяется несколько этих небольших по размерам участков, в той или иной мере переработанных протерозойскими движениями, но в центральных частях сохранивших свою структуру. Наиболее крупными из них являются Байкальская и Муй-

ская глыбы. Во внутренних их частях отмечаются северо-восточные простирания структур. Типично развитие не только небольших сжатых складок, но и крупных пологих антиклиналей и синклиналей шириной до нескольких десятков километров. На границе глыб обычно наблюдаются разломы, часто сопровождающиеся мощными зонами диафторитов.

Все этих наиболее древних приподнятых участков фундамента структура Верхневитимского пояса сложна. На большей части рассматриваемой территории крупные складки протягиваются в северо-восточном направлении, но по периферии пояса приобретают дугообразные очертания с выпуклостью, обращенной к северу; дугообразные изгибы крупнейших антиклинорий и синклинорий, сложенных протерозойскими отложениями, соответствуют конфигурации примыкающих частей архейской платформы (рис. 5). Нижне- и верхнепротерозойские отложения дислоцированы в одинаковом плане, но последние обычно слагают крупные синклинории веерообразного строения; складки внутри них прямые и наклонные и лишь в Западном Прибайкалье отмечается опрокидывание на северо-запад к внутренним частям платформы. Широко развиты сопряженные со складками разломы.

Кембрийские отложения залегают в грабенах и резко отличаются характером деформаций. Интенсивная мелкая складчатость в них отмечается только вблизи крупных разрывных нарушений, часто представленных надвигами, а во внутренних частях грабенов преобладают крупные пологие складки.

Внешней границей Верхневитимской структурно-фациальной зоны служит система глубинных разломов, также дугообразно изгибающаяся и представленная зонами смятия, к которым приурочены многочисленные массивы пород габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Байкало-Ленский внешний пояс байкалид в крайней северо-восточной части, так же как прилегающая с юга часть внутреннего пояса, имеет форму крутой дуги, выпуклой к северу. Соответствующую конфигурацию имеют и составляющие его антиклинории и синклинории. В южной части этого региона, геоморфологически отвечающего Патомскому нагорью, антиклинали и синклинали разных размеров сильно сжаты, нередко опрокинуты и нарушены системой разрывов, по которым отдельные части складок надвинуты одна на другую. На севере крупные складки линейно вытянуты, но становятся более пологими и имеют простое строение. В краевых частях пояса они обычно наклонены в сторону внутренних частей платформы и местами осложнены системой чешуйчатых надвигов (рис. 6). В районе резкого изгибания дугообразной системы складок один из пучков складок ответвляется в север-северо-восточном направлении и скрывается под юрскими отложениями Виллойской синеклизы (см. рис. 8).

Крупнейшие структурные единицы Патомского нагорья протягиваются на юго-запад в Прибайкальскую часть пояса, причем

характер складчатости заметно меняется. Крупные антиклинали и синклинали становятся более пологими и благодаря частой и резкой ундуляции шарниров нередко приобретают брахиформный облик. Такой вид имеют складки как в сильно метаморфизованных породах нижнего протерозоя, так и в вулканогенно-терригенных толщах верхнего протерозоя. Вместе с этим здесь отмечаются мелкие сжатые складки, нередко опрокинутые в сторону внутренних частей платформ и разорванные многочисленными сбросами и надвигами. В породах байкальского комплекса наряду с крупными простыми складками, осложненными разломами небольшой амплитуды, нередко отмечается развитие флексур.

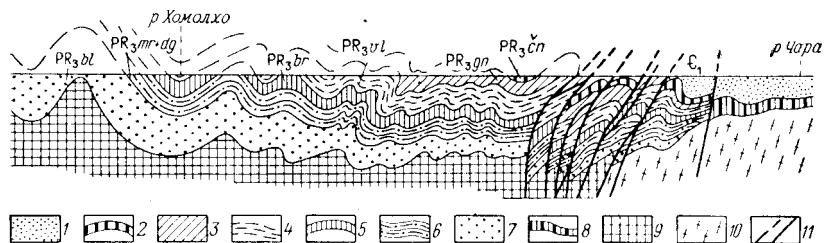


Рис. 6. Геологический разрез через Приленскую складчатую зону по р. Жуе от устья р. Большого Баллаганаха до р. Чары (по Л. И. Салопу).

Нижний кембрий; 1 — жербинская, жанновская, пестроцветная свиты и ленский ярус. Верхний протерозой (патомская серия), свиты: 2 — ченчинская, 3 — жуинская, 4 — валюхтинская, 5 — боранунская, 6 — джемгуканская и мариинская, 7 — баллаганахская подсерия; 8 — верхний протерозой, нерасчлененный. Нижний и средний протерозой: 9 — удоканская и тенторгинская серия. Архей: 10 — гнейсы и гранито-гнейсы; 11 — разрывные нарушения

Предбайкальский краевой прогиб связан со складчатыми сооружениями байкалид, основные складкообразовательные движения в которых произошли в конце позднего протерозоя — начале кембрия. Этот прогиб, выполненный отложениями нижнего палеозоя, опоясывает байкалиды с запада, севера и отчасти северо-востока и состоит из двух впадин — Ангаро-Ленской и Березовской, разделенных Уринским поднятием. При рассмотрении тектоники этого своеобразного краевого прогиба будут затронуты и дислокации верхнего структурного этажа.

Огромная сложно построенная Ангаро-Ленская впадина делится на две резко различно построенные зоны: внутреннюю, более узкую Приленскую складчатую зону и более широкую внешнюю, которая называется иногда зоной структур «литвинцевского типа».

Зона приленских складок, в строении которых принимают участие преимущественно кембрийские отложения, характеризуется развитием линейных складок северо-восточного простирания, нередко прослеживающихся на многие десятки километров. Складчатость этой зоны эффектно выражена даже на мелкоштабных геологических картах. Наибольшей напряженностью

дислокаций характеризуются складки, располагающиеся во внутренней части зоны, непосредственно прилегающей к байкальским сооружениям. Здесь складчатость почти не отличается от тех структур, которые наблюдаются в геосинклинальных областях. Антиклинали и синклинали сильно сжаты, асимметричны и опрокинуты к северо-западу, имеют крутые падения в крыльях, достигающие 70—90°, и осложнены многочисленными продольными

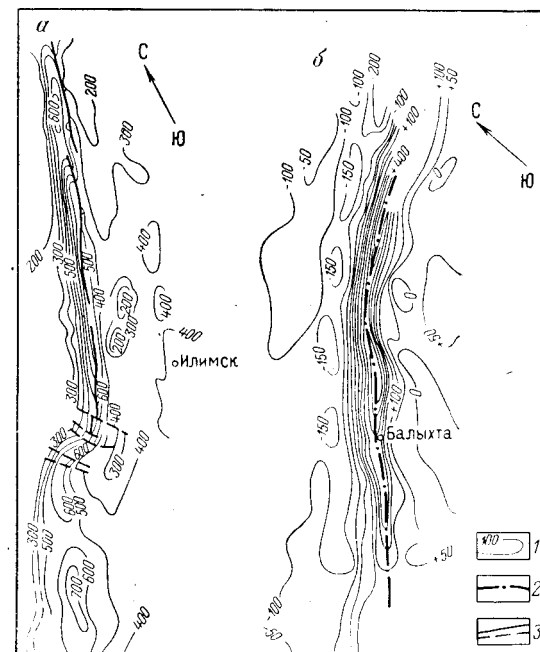


Рис. 7. Схема строения Литвинцевского (а) и Жигаловского (б) валов (по Г. Л. Берштейну и др.).

1 — изогипсы отражающих горизонтов; 2 — ось Жигаловского вала; 3 — разрывные нарушения

разрывами. По направлению на запад происходит постепенное упрощение структуры. Складки, оставаясь линейными, приобретают большую ширину, меньшие падения в крыльях, реже осложнены разломами и т. д.

Зона структур «литвинцевского типа» получила свое название по имени одной из наиболее типичных складок, развитых в этой зоне, — Литвинцевской антиклинали, или вала [25]. Складки «литвинцевского типа» представляют собой прямолинейные антиклинали, протягивающиеся по простиранию до 50—70 км при ширине всего 1—2 км, имеют резко выраженное асимметричное строение и осложнены продольными разломами (рис. 7, а). В них обычно хорошо выражено только одно крыло, а другое совсем оборвано или сложно смято и нарушено сбросами, амплитуда которых достигает нескольких сотен метров. В отличие от той картины, которая наблюдается в складчатых областях, антиклинали

«литвинцевского типа» не сопровождаются сопряженными синклиналями: антиклинали возникают на фоне горизонтального залегания пластов в качестве индивидуализированных, обособленных складок. Только в тех случаях, когда они располагаются параллельно и близко одна от другой, создается впечатление, что здесь развита типичная складчатая структура, так как узкие участки между антиклиналями могут быть приняты за синклинали. По направлению к внешней северо-западной части зоны складок становятся все меньше и, наконец, они исчезают.

В формировании складок «литвинцевского типа» главная роль принадлежит, по-видимому, крупным разломам в фундаменте, по которым происходило передвижение отдельных блоков; обусловившее возникновение этих своеобразных тектонических форм в породах верхнего структурного этажа; некоторые осложнения этих складок связаны с соляной тектоникой.

В южной части Ангаро-Ленской впадины развиты мелкие плак-антиклинали и только на юго-востоке выявлены структуры «литвинцевского типа» — такие, например, как Божеханский и Жигаловский валы (рис. 7, б).

Таким образом, Предбайкальский краевой прогиб, как и другие структуры этого рода, четко разделяется на две части с различным строением. Наиболее существенными отличиями ангаро-ленской его части от типичных краевых прогибов является прежде всего длительность формирования и очень большая ширина, достигающая 300—350 км. Кроме того, для него характерна «плоскостность» структуры, при которой в складчатости на обширном пространстве участвуют одни и те же стратиграфические горизонты.

По простиранию в структуре Ангаро-Ленской впадины или, как ее часто называют, Ангаро-Ленского прогиба, выделяются три различно построенные части: Верхнеленская впадина на юге, Нюйско-Жербинская впадина на севере и разделяющее их Пеледуйское поднятие.

Верхнеленская впадина на большей части ее территории сложена осадками верхнего кембрия и ордовика и осложнена типично платформенными дислокациями, которые будут описаны ниже, при характеристике структур верхнего структурного этажа платформы.

Пеледуйское поднятие, сложенное отложениями нижнего кембрия, состоит из двух крупных антиклиналей и разделяющей их синклинали северо-восточного простирания; каждая из них в свою очередь осложнена рядом складок второго порядка, достигающих в ширину 2—5 км.

Нюйско-Жербинская и Березовская впадины вместе с разделяющим их Уринским поднятием представляют собой как бы единую симметричную структуру (рис. 8). Северо-восточная ветвь Предбайкальского краевого прогиба — Березовская впадина — имеет резко асимметричное строение. Внутреннее ее крыло, при-

мыкающее к складкам Патомского нагорья, смято в систему довольно крутых линейных складок с падениями в крыльях от 30—40 до 70°. По направлению на юго-восток интенсивность дислокаций постепенно ослабевает, а внешнее крыло прогиба, расположенное на северо-западном склоне Алданского щита, осложнено только очень пологими брахиантиклиналями и куполами с падением в крыльях всего около 1°. По направлению к югу происходит резкое сужение Березовской впадины, в районе оз. Ничатка она замыкается и южнее сменяется серией крупных разломов, образующих краевой шов, по которому Алдано-Витимский щит граничит с байкалидами. Таким образом, на примере соотношения Алдано-Витимского щита с Байкальской складчатой областью правило Шатского находит очень яркое подтверждение.

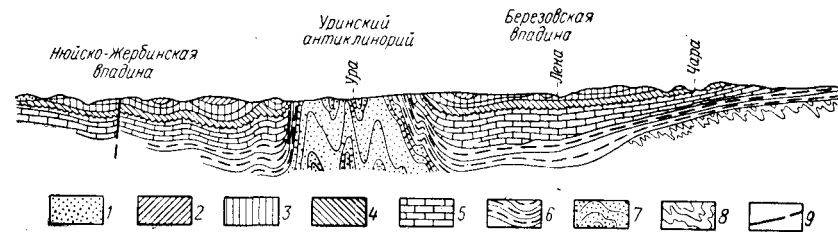


Рис. 8. Геологический разрез через Нюйско-Жербинскую и Березовскую впадины и Уринский антиклинорий (по Н. М. Чумакову).

1 — нижняя юра; 2 — нижний силур; 3 — ордовик; 4 — верхний кембрий; 5 — ленский ярус; 6 — алданский ярус; 7 — патомский комплекс; 8 — архей; 9 — сбросы

Нюйско-Жербинская впадина по строению очень сходна с Березовской, но отличается большей интенсивностью складчатости. Складки здесь более крупные и часто сопровождаются продольными разрывами, по которым нижний кембрий нередко надвинут на более молодые отложения. Возможно это связано с тем, что соляная тектоника здесь играет большую роль, чем в Березовской впадине.

Уринское поднятие представляет собой антиклинорий северо-восточного простирания, на юге сливающийся со складками байкалид, а на севере постепенно погружающийся под юрские отложения (рис. 9). Он состоит из ряда крупных коробчатых антиклиналей, расположенных кулисообразно и разделенных пологими синклиналями; шарниры складок резко изгибаются, в связи с чем появляются многочисленные структурные носы и мульды. С Уринским антиклинорием совпадает локальная аномалия силы тяжести, протягивающаяся в северо-восточном направлении, но постепенно уменьшающаяся и затухающая под покровом юры. Это позволяет думать, что антиклинорий затухает на расстоянии примерно около 100 км от границы юрских отложений. Уринский антиклинорий рассматривается некоторыми исследователями в качестве краевой поперечной системы, связанной с Патомской складчатой зоной.

О природе Предбайкальского краевого прогиба существуют и другие представления. Описанный прогиб отличается от других краевых прогибов целым рядом особенностей и прежде всего длительностью формирования. На основании этого Е. В. Павловский приходит к выводу, что Ангаро-Ленский прогиб, как и некоторые



Рис. 9. Схема строения Уринского антиклинория (по Н. М. Чумакову)

1 — средний и верхний лейас; 2 — нижний лейас; 3 — нижний силур; 4 — средний и верхний ордовик; 5 — кембро-ордовик; 6 — ленский ярус; 7—8 — алданский ярус; 7 — юдейская и тинновская свиты, 8 — жербинская свита; 9—12 — верхний протерозой — нижний кембрий: 9 — хольчская, алянская и николевская свиты, 10 — валухтинская свита, 11 — баракунская свита, 12 — большепатовская, улахан-уоранская, маринская и баллаганахская свиты; 13 — траппы; 14 — разломы

другие сходные образования, нельзя относить к краевым прогибам. По мнению этого ученого, прогибы, подобные Ангаро-Ленскому, заслуживают выделения в особую категорию структур — зон перикратонных опусканий, возникающих на границе древних платформ и складчатых геосинклинальных областей. Таким образом, в дополнение к известным соотношениям платформ и геосинклиналей в пространстве и времени, выраженных в правиле Шатского, Е. В. Павловским предложен еще один тип соотношений этих основных структурных элементов земной коры.

О геологическом строении обширных участков платформы, скрытых под покровом отложений верхнего структурного этажа, известно очень мало. Существующие по этому вопросу представления основываются главным образом на косвенных данных, так как глубокое бурение и геофизические исследования здесь проведены пока еще в незначительном объеме. По представлениям некоторых исследователей складчатое основание платформы целиком или большей частью сложено архейскими образованиями, другие думают, что архей, наоборот, играет весьма скромную роль, образуя лишь Алданский и Анабарский массивы, а вся остальная часть фундамента сложена нижнепротерозойскими или эозойскими породами, подобными становому комплексу.

Строение поверхности фундамента

Рельеф поверхности фундамента Сибирской платформы еще не может быть изображен в изолиниях с такой степенью детальности, как это сделано для Русской платформы, однако геофизические данные, подкрепленные материалами бурения, позволяют утверждать, что поверхность эта отличается большой сложностью и значительной амплитудой изменения абсолютных высот.

Складчатый фундамент выведен на поверхность в краевых поднятиях западной и юго-западной окраин платформы (Восточно-Саянское и Енисейское и Туруханское), на севере (Анабарский массив) и слагает значительные пространства ее юго-восточной части (Алдано-Витимский щит и Байкальская складчатая область); кроме того, он образует небольшие выходы в восточной части Оленекского поднятия и в центральной части Чадобецкого поднятия. На остальной территории фундамент погружается на разные глубины, местами достигающие, вероятно, 8—10 км (в Тунгусской и Вилюйской синеклизах) и имеет довольно сложный рельеф; это иллюстрируется структурной картой его поверхности (рис. 10).

Исследования последних лет показали, что наиболее сложный рельеф фундамент имеет в северо-восточной части платформы [111]. Как видно на структурной карте, постепенно погружающийся на северо-запад склон Алдано-Витимского щита осложнен рядом впадин и выступов с амплитудой до 1—2 км. На юго-восточном склоне Анабарского массива четко выделяются два свода — Оленекский и Мунский и система впадин глубиной до 3 км, отделяющих эти свода от массива. Наиболее погруженная (до 9—10 км) осевая часть Вилюйской синеклизы осложнена резко выраженным Сунтарским выступом, где по данным аэромагнитной съемки всего на глубине 1—2 км, вероятно, залегают кристаллические породы.

Большая роль в строении поверхности фундамента принадлежит крупным разломам, которые в основном, по-видимому, определяют конфигурацию крупнейших впадин платформы,

ограничивают резко выраженные горстообразные выступы и контролируют перемещения в верхний структурный этаж огромных масс основной магмы.

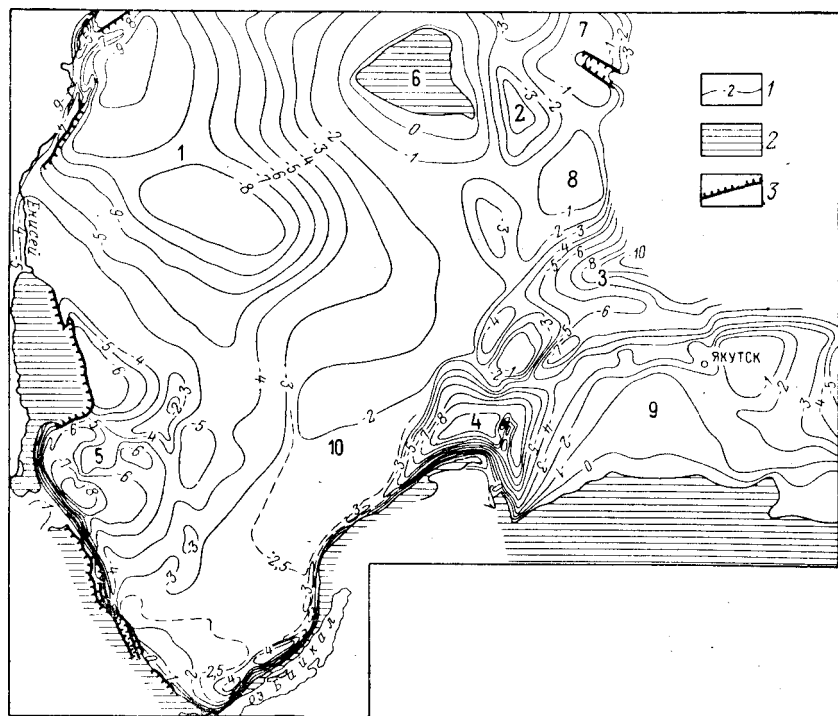


Рис. 10. Структурная схема поверхности дорифейского фундамента Сибирской платформы (по Д. А. Туголесову).

1 — изолинии поверхности дорифейского фундамента; 2 — складчатое обрамление Сибирской платформы; 3 — сбросы и надвиги. Отрицательные структуры: 1 — Тунгусская синеклиза; 2 — Суханская впадина; 3 — Вилюйская синеклиза; 4 — Северопатомская впадина; 5 — Тасевская синеклиза. Положительные структуры: 6 — Анабарский массив; 7 — Оленекский свод; 8 — Мунский свод; 9 — Алданский полуостров; 10 — Средне-сибирская антеклиза

Полезные ископаемые

На Сибирской платформе известно большое количество полезных ископаемых, связанных с архейскими и протерозойскими комплексами.

Большой интерес представляют месторождения железа и флогопита Алданского кристаллического массива. Месторождения Таежное, Сивагли, Тинское, Дёс и многие другие образуют железорудную провинцию. Пластообразные рудные тела разведанных рудных полей занимают определенное стратиграфическое положение

— они приурочены к верхней части иенгрской серии. Одни исследователи считают эти месторождения осадочно-метаморфическими, другие — метасоматическими.

Такое же стратиграфическое положение занимают и месторождения флогопита — Федоровское, Куронахское, Эмельджак и другие, приуроченные к доломитовым мраморам и диопсидовым породам верхов иенгрской серии и образующим флогопитоносную провинцию. Эти месторождения имеют предположительно биметасоматическое происхождение. Аналогичный генезис имеют Слюдянские месторождения флогопита и лазурита в южном Прибайкалье, также связанные с архейским комплексом.

На Алдане архейский возраст имеют небольшие скопления корунда метаморфического генезиса (Чайнытское месторождение), образующие пластообразные залежи среди высокоглиноземных пород иенгрской серии.

В западной части Алданского массива располагается еще одна провинция — хрусталеносная. Многочисленные хрусталеносные кварцевые жилы разной величины и формы приурочены исключительно к породам определенного состава — кварцитам, концентрирующимся в средней части иенгрской серии. Месторождения горного хрусталя принадлежат к гидротермально-метаморфическому типу и генетически связаны с протерозойскими гранитоидами.

Мусковитовые месторождения, связанные с пегматитовыми жилами протерозойского возраста, известны в ряде мест. Наибольшее значение имеют месторождения Мамского слюдоносного района — Колотовское, Большое и Малое Северные, Луговское и многие другие. Более мелкие месторождения этого же типа известны в Вирусинском районе Восточного Саяна и в Ангаро-Канской части Енисейского края.

В Кодаро-Удоканском районе особенно интересно Удоканское месторождение медистых песчаников, связанное с пестроцветной формацией удоканской серии. Оруденение приурочено к горизонтам мелкозернистых песчаников и алевролитов, вероятно представляющих собой отложения дельты крупной раннепротерозойской реки.

В Баргузино-Витимском районе с верхнепротерозойскими отложениями связано Икатское осадочно-метаморфическое месторождение марганца, а в юго-западной части Байкальской горной страны разведаны апатитоносные кварц-диопсидовые руды Опурковского месторождения и полиметаллическое Озерное месторождение.

Протерозойский возраст имеют обнаруженные проявления золотой минерализации в Енисейском крае. Коренные месторождения известны в Северо-Енисейской тайге — Советский рудник и др., представляющие собой золотоносные кварцевые жилы, залегающие в сланцевых толщах. Месторождения контролируются несколькими крупными протяженными разломами. В южной

части кряжа известны кварцевожилые сурьмяные руды (Раздольнинское месторождение), залегающие в сланцевых толщах протерозоя, а также богатые свинцовые руды Горевского месторождения.

С протерозойскими отложениями на Енисейском кряже связаны также месторождения магнетитовых и гематитовых руд Ангаро-Питского железорудного бассейна — Нижне-Ангарское, Ишимбинское и др.

Кроме упомянутых выше, в большинстве своем давно известных месторождений Байкальской складчатой области, в ее пределах и прилежащих районах Алдано-Витимского щита обнаружено большое количество разнообразных рудопроявлений, промышленное значение которых еще не выяснено до конца. В гнейсовых толщах архея Чарской глыбы имеются богатые графитом разности. В Кодаро-Удоканском районе известны кроме того рудопроявления титаномагнетитов, золота, молибдена и полиметаллов. В районе верхнего Витима обнаружены кварцевые жилы и скарны с шеелитом и молибденитом, касситерит-сульфидные, полиметаллические и медные рудопроявления, связанные с гранитоидами, субщелочными и щелочными интрузивами нижнего палеозоя. Западнее известны очень интересные находки медно-никелевых, полиметаллических, молибденовых, золотых, флюоритовых, асбестовых и других руд.

Таким образом, Байкальская горная страна вырисовывается как важная рудная провинция.

Основные этапы развития

В истории развития нижнего структурного этажа Сибирской платформы есть много общего с Русской платформой.

В разных районах в составе архея участвуют специфические формации: чарнокитовые гнейсы и кристаллические сланцы; мощные толщи кварцитов, иногда почти мономинеральных, обычно в ассоциации с высокоглиноземными гнейсами; более или менее четко ритмические серии, состоящие из биотитовых гнейсов, мраморов и амфиболовых или пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев.

Среди кислых пород гранитоидного состава ультраметаморфические продукты гранитизации абсолютно преобладают над магматическими породами, в связи с чем отсутствует минерализация, связанная с процессом дифференциации магмы; очень широко развиты крупные поля разнообразных мигматитов. В ряде районов отмечается очень своеобразное сочетание таких тектонических форм, как огромные куполовидные вздутия и осложняющие их широкие довольно пологие антиклиналы и синклиналы в сопряжении мелкой и очень сложной складчатости течения. Архейские комплексы всегда находятся на самых высоких ступенях метаморфизма. Таким образом, важнейшие особенности архейских

образований свидетельствуют о их яркой специфичности и неповторимости в более поздние этапы развития земной коры.

В начале раннего протерозоя (или эозоя) кристаллический архейский панцирь был расчленен системой глубинных разломов на ряд глыб, между которыми были заложены первые геосинклинали (протогеосинклинали) разного типа; некоторые из архейских глыб оставались приподнятыми, другие испытывали длительные погружения и превратились в эпипанцирные протоплатформы с чехлом из нижнепротерозойских отложений. Такая картина особенно рельефно выявляется на Алдано-Витимском щите: северная его половина почти целиком слагается Алданским кристаллическим массивом и Чарской глыбой, разделенных становым комплексом, развитым в бассейне р. Олекмы; на южной окраине Чарской глыбы располагается Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб, а вся остальная территория занята сложно построенной Становой складчатой системой. Внутри станового комплекса на всей площади его развития встречаются крупные и мелкие глыбы архейского фундамента, местами давшие начало геосинклиналильным поднятиям, в других случаях лишенные покрова нижнепротерозойских отложений. Образованию Кодаро-Удоканского прогиба предшествовало формирование целой серии узких и длинных трогов геосинклиналильного типа — своеобразных палеоавлакогенов, которые продолжали развиваться и позже, уже одновременно с прогибом.

Типичный геосинклиналильный режим установился уже в самом начале раннего протерозоя западнее Алдано-Витимского щита — в пределах Байкальской горной страны. Здесь сразу же обособились две крупные структурно-фациальные зоны: внутренняя (эвгеосинклиналильная) и внешняя (миогеосинклиналильная), разделенные дугообразно изогнутой в плане зоной глубинных разломов, продолжавшей развиваться и позже, вплоть до завершения геосинклиналильного режима. В этих зонах развиты значительно отличающиеся комплексы интрузивных пород разного строения, состава и структурного положения, но всегда имеющие ясные признаки геосинклиналильных магматических формаций.

После энергичных складкообразовательных движений, завершивших раннепротерозойский этап развития, значительная часть геосинклиналильной системы была приподнята и осушена. Наступил длительный среднепротерозойский этап, на протяжении которого здесь, по-видимому, господствовал режим подвижной платформы, характеризовавшийся накоплением субплатформенных формаций акитканской и тепторгинской серий.

В результате неоднократных тектонических движений геосинклиналильная система байкалид в верхнем протерозое была значительно преобразована (рис. 11). Наряду с основными эвгеосинклиналильным и миогеосинклиналильным поясами возникли крупные внутренние поднятия и прогибы. В пределах всех этих структурно-фациальных зон характер осадконакопления, магматические

проявления и возникшие в результате складчатости тектонические формы имеют свои особенности.

Большой интерес представляет завершающий этап развития байкалид. В конце позднего протерозоя регион был охвачен мощными тектоническими движениями, сопровождавшимися складчатостью и интрузиями гранитов. Складчатость этого периода наиболее интенсивно проявилась во внутренних частях байкалид,

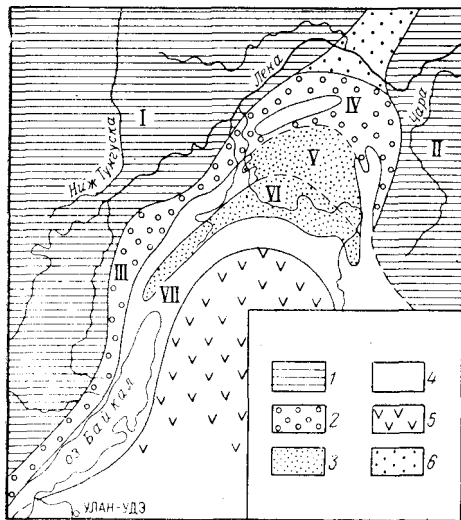


Рис. 11. Схема расположения главных структурных элементов байкалид в начале верхнего протерозоя (по Л. И. Салоцу).

1 — платформы; 2 — Байкало-Патомский краевой прогиб; 3 — Бодайбинский внутренний прогиб; 4 — внутрисинклинальные поднятия; 5 — Верхневитимский внутренний пояс; 6 — Уринская побочная ветвь; I — Ангарская платформа; II — Чарско-Алданская платформа; III — Прибайкальская зона; IV — Приленская зона; V — Жуинская зона; VI — Мамско-Витимская зона; VII — Байкало-Витимское поднятие

нические движения завершающего этапа байкальской эпохи имели глыбовый характер и обусловили образование системы разломов и подчиненной им складчатости. На месте складчато-глыбовой системы возникло поднятие, сопровождавшееся внедрением витимканских гранитоидов, а продукты разрушения образовавшегося горного сооружения сносились в краевой прогиб в виде моласс верхолонской свиты.

В области Енисейского кряжа и Туруханского поднятия складчатые сооружения байкалид были окончательно оформлены несколько ранее — в позднем протерозое, а в целом ими было завер-

шено образование складчатого фундамента платформы; в дальнейшем она уже целиком находилась в условиях платформенного режима.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Стратиграфия

Докембрий. Наиболее древние (средне-верхнепротерозойские) отложения, входящие в состав платформенного чехла, обнажаются на склонах Анабарского кристаллического массива, где они залегают на архее, и на Оленекском поднятии (здесь они перекрывают сложно дислоцированный нижний протерозой). Довольно широко они развиты на восточном склоне Алдано-Витимского щита*.

Отложения среднего — верхнего протерозоя подразделяются по литологическим признакам на две толщи и нередко начинаются базальными конгломератами. Нижняя толща (мукунская серия Анабарского массива) состоит преимущественно из кластических отложений — разнообразных песчаников, часто красного цвета, гравелитов и конгломератов, к которым сверху присоединяются алевриты и глинистые сланцы; на Оленекском поднятии в разрезе участвуют также доломиты с водорослями. Для этой серии характерны признаки формирования в мелководных условиях — волноприбойные знаки, заполнение трещин усыхания, косая слоистость и т. д. Наибольшей мощности (до 800 м) она достигает на северо-западном склоне Анабарского массива, тогда как на южном склоне мощность резко уменьшается и сходит на нет.

Верхняя толща (билляхская серия) широко распространена на южном, восточном и западном склонах Анабарского массива, а на севере постепенно выклинивается. Сложена она доломитами, отчасти известняками, местами с битумами, и содержит редкие прослойки песчаников. Мощность толщи на западном склоне массива около 1200 м, а на Оленекском поднятии всего 350—400 м.

На билляхской серии трансгрессивно с конгломератами в основании залегают доломиты мощностью всего 50 м, которые относятся к верхней части верхнего протерозоя. Во всех этих отложениях находятся разнообразные строматолиты и онколиты. По глауконитам определен изотопный возраст: верхней части мукунской серии — 1530 млн. лет, билляхской серии — 1170 млн. лет, а возраст залегающих на последней доломитов — 675 млн. лет.

В разных участках Алдано-Витимского щита в последние годы обнаружены еще плохо изученные средне- и верхнепротерозойские отложения, выделяющиеся в виде многочисленных свит с различными местными наименованиями и обычно заполняющие грабенообразные структуры [80]. Наиболее молодые верхнепротерозойские отложения, относящиеся к венду, выделяются на щите

* Описание протерозоя района приведено выше.

и в других районах Сибирской платформы под наименованием юдомской свиты, или юдомского комплекса [114]. Представлены они главным образом доломитами и известняками с характерными комплексами строматолитов и микрофитолитов и имеют абсолютный возраст от 675 до 575 млн. лет.

К е м б р и й. Кембрийские отложения, так же как отложения ордовика и силура, распространены на Сибирской платформе значительно более широко, чем на Русской. Ранний палеозой вместе с силуром — это период широкого развития трансгрессий в пределах Сибирской платформы, тогда как на Русской платформе крупнейшие палеозойские трансгрессии происходили позже, начиная с девона.

Отложения кембрия занимают обширные площади в пределах северного и северо-восточного склонов Алдано-Витимского щита, а также на склонах Анабарского кристаллического массива, где они образуют вместе с верхним протерозоем сплошное кольцо вокруг выхода на поверхность архея. Широким развитием кембрий пользуется на северо-западной окраине Байкальской складчатой области и в Иркутском амфитеатре, а также в западной части Сибирской платформы — в Енисейском кряже и на Туруханском подпятии.

Кембрийские отложения стратиграфически изучены значительно детальнее, чем в других местах. Именно на Сибирской платформе благодаря полноте разреза и прекрасной палеонтологической охарактеризованности впервые удалось осуществить ярусное расчленение нижнего и среднего кембрия. Нижний отдел делится на два яруса: нижний называется алданским, верхний — ленским. Двучленное строение имеет и средний кембрий, в составе которого выделяются амгинский (внизу) и майский ярусы. Верхний кембрий на ярусы не разделен. В разработке схемы стратиграфии кембрийских отложений, основы которой были заложены Е. В. Лермонтовой, большая заслуга принадлежит И. Т. Журавлевой, Н. В. Покровской, Н. П. Суворовой, Н. Е. Чернышевой и другим исследователям.

Эталонным разрезом нижнего и отчасти среднего отделов кембрия является разрез долины р. Лены, в районе ее течения от Олекминска до Покровки. Здесь выделяется ряд свит и горизонтов, с которыми обычно легко параллелизуются разрезы кембрия многих районов Сибирской платформы.

К алданскому ярусу относится так называемая «пестроцветная свита». Она имеет терригенно-карбонатный состав, причем само название указывает на наиболее характерную ее черту — она обладает пестрыми цветами окраски: зелеными, бурными, красноватыми, оранжевыми и т. д. Состоит свита главным образом из глинистых известняков и доломитов, содержащих прослой ангидритов, гипсов и местами каменную соль. Мощность ее около 250 м. В свите содержатся многочисленные трилобиты из сем. *Olenellidae* и обильные археоциаты.

В ленском ярусе Н. В. Покровская выделила ряд горизонтов, или свит. В основании разреза залегает синский горизонт, состоящий из темных битуминозных известняков с прослоями сланцев. Он имеет мощность 35 м и содержит многочисленные трилобиты — *Bergeroniellus asiaticus* и др. Залегаящая выше куторгиновская свита очень неудачно названа по характерной фауне брахиопод — *Kutorgina lenaica*, *K. flerovae*, однако название это прочно вошло в литературу. Свита эта состоит из доломитов и битуминозных известняков и содержит, кроме брахиопод, также трилобиты; она разделяется на два горизонта — толбочанский, с *Bulaiaspis* (внизу) и олекминский с *Bergeroniaspis ornatus* (вверху); мощность ее 250 м. Кетеменский горизонт состоит в основном из доломитов с прослоями известняков и мергелей мощностью около 200 м, содержащих редкие трилобиты. Завершает разрез сланский горизонт, представленный в долине Лены 120-метровой толщей светлых известняков и доломитов с фауной *Protolenus (Lermontovia) grandis* и *Bonnia sibirica*.

Средний кембрий (устьботомская свита) залегает над подстилающих породах с размывом. По фауне трилобитов в ней выделяются амгинский и майский ярусы. Нижняя часть устьботомской свиты сложена известняками с прослоями доломитов, мергелей и сланцев; вверху сланцы исчезают. Общая мощность свиты около 400 м.

По направлению на юг мощность кембрия уменьшается, и постепенно из разреза выпадают верхние его части. Во внутренних частях Алданского массива выделяются две свиты с мощностью всего около 100 м. В основании разреза, залегающего резко несогласно на архее, а местами на протерозое, расположена юдомская свита, а на ней пестроцветная свита мощностью около 50 м, содержащая археоциаты. Еще выше следуют отложения, которые, по-видимому, относятся к нижней части ленского яруса и представлены толщей серых доломитов мощностью также около 50 м.

Существенно отличен разрез кембрия в *Учуро-Майском районе*, где широко развиты отложения двух его нижних отделов. Здесь на юдомской свите располагаются известняки, доломиты и мергели пестроцветной свиты, мощностью в несколько десятков метров; в ней встречаются остатки археоциат и трилобитов. Ленский ярус сложен темными битуминозными известняками и горючими сланцами, содержащими типичную фауну трилобитов. Мощность его тоже всего несколько десятков метров. Амгинский ярус сложен такими же породами и представляет собой литологически единую толщу с породами ленского яруса. Здесь часто встречаются трилобиты низов среднего кембрия, принадлежащие к сем. *Protolenidae*, в частности *Paradoxides hicksi* и *Tomagnostus fissus*; мощность яруса 35 м. Майский ярус (около 700 м) представлен известняками, доломитами и мергелями, которые имеют четко выраженные следы образования в мелководных условиях в виде заполнения трещин усыхания, волноприбойных знаков, косой

слоистости и т. д. В них содержится многочисленная фауна трилобитов.

Кембрийские отложения *Иркутского амфитеатра* в краевых его частях непосредственно выходят на поверхность, а во внутренних — в значительной мере перекрыты более молодыми породами, но вскрыты многочисленными скважинами. Кембрийские осадки восточной окраины амфитеатра, где они выполняют внутреннюю часть Предбайкальского краевого прогиба, были описаны выше, и поэтому мы рассмотрим кембрий только западных районов.

Расположенная в основании разреза мотская свита представлена красноцветными песчаниками и конгломератами в нижней части, выше чередующимися с ангидритами и доломитами, содержащими тонкие пропластки гипса. Мощность ее в среднем около 300 м, но в предгорьях Восточного Саяна и Енисейского кряжа ее аналоги имеют мощность от 400 до 1000 м. Соленосная усольская свита представлена чередованием доломитов и мощных пластов каменной соли, местами содержит прослой и включения гипса и ангидрита, а также известняков, мергелей и глинистых пород. Мощность свиты изменчива — от 250 до 1100 м. Выше располагается довольно однообразная толща доломитов и подчиненных известняков с маломощными прослоями глинистых пород и песчаников. Свиты этой толщи легко шараллелизуются с Ленским разрезом благодаря богатой фауне трилобитов и брахиопод. Здесь выделяются возрастные аналоги всех горизонтов ленского яруса, за исключением самых его верхов, которые, вероятно, размыты в результате верхнекембрийской трансгрессии. Мощность этой карбонатной толщи, вскрытой скважинами во многих пунктах и местами обнажающейся на поверхности, достигает 1000 м.

Среднекембрийские отложения известны только в виде небольших разрозненных выходов и представлены маломощной (всего до 150 м) толщей доломитов и известняков.

Верхний кембрий распространен очень широко в юго-западной и в центральной частях платформы (верхоленская свита). Она залегает с резким размывом на нижнем или среднем кембрии и представлена однообразной толщей песчаников, конгломератов, мергелей и аргиллитов серого, зеленого, бурого и красного цвета. Породы эти в той или иной мере загипсованы и имеют следы ряби, трещин усыхания, глинисто-мергельные псевдоморфозы по каменной соли и другие признаки образования в мелководье. В свите обнаружены трилобиты и другие фаунистические остатки. Мощность ее на больших пространствах остается более или менее постоянной — 200—300 м и лишь местами доходит до 400 м.

Очень широко морские кембрийские отложения развиты на севере, особенно на *склонах Анабарского массива*, где имеется полный их разрез, включая верхний отдел. Алданский ярус представлен серыми, зелеными и красными известняками и доломитами, реже песчаниками. В породах нижней части разреза широко рас-

пространены признаки образования в мелководье. Мощность толщи от 120 до 240 м. Ленский ярус состоит из чередования известняков и известково-глинистых горючих сланцев, местами содержит прослой кремнистых пород и характеризуется изменчивыми мощностями — от 10 до 150 м.

Средний кембрий местами залегает на нижнем с перерывом. Отложения амгинского яруса широко распространены восточнее Анабарского массива. Представлены они своеобразной фацией горючих сланцев с подчиненными известняками, в других случаях, особенно на западном склоне массива, в сложении яруса участвуют доломиты и известняки. Мощность его от 15 до 100 м. В толще много трилобитов. Майский ярус выражен карбонатной толщей — известняками и доломитами с подчиненными мергелями и известково-глинистыми алевролитами. Мощность отложений колеблется от 120 до 700 м.

Верхний кембрий имеет постепенные переходы к среднему и сложен толщей известняков и доломитов с прослоями мергелей, глинистых пород и конгломератов мощностью до 600—700 м. В ней выделяют две, а местами три свиты, относя их к дребачскому и франконскому ярусам североамериканской стратиграфической схемы. В толще содержится масса фауны, характерной для разных палеогеографических провинций, — трилобиты, граптолиты, брахиоподы, гастроподы, остракоды.

Еще одна область развития кембрийских отложений прослеживается на западной окраине платформы от южных частей Енисейского кряжа до Норильского плато. Наиболее широко кембрий развит на *Енисейском кряже* и *Туруханском поднятии*. Отложения всех трех отделов, общая мощность которых местами превышает 1500 м, разделены на ряд свит с местными наименованиями. Состоят они в основном из известняков и доломитов. В нижней части разрезов местами залегают мощные толщи песчаников, а в верхней — конгломераты, песчаники и мергели. Большая часть отложений, начиная с ленского яруса, охарактеризована фауной трилобитов.

В целом отложения нижней половины кембрия платформы тесно связаны с юдомским комплексом и образуют с ним единую карбонатно-эвапоритовую формацию, тогда как верхняя половина системы вместе с ордовиком и силуром принадлежит другой — карбонатно-терригенной формации [70].

О р д о в и к. Наиболее крупные поля ордовикских отложений расположены на южном и западном склонах Анабарского массива, в Иркутском амфитеатре, в бассейне среднего течения р. Лены, к северо-западу и юго-западу от Енисейского кряжа, в районе Туруханского поднятия и Норильского плато.

Уместно отметить, что фауна ордовика, найденная в разных местах платформы, имеет своеобразный характер. Она представлена в основном бентосом, почти совсем без представителей пелагических организмов, что не позволяет соответствующие

отложения прямо параллелизовать с ордовигскими отложениями Западной Европы и западных районов азиатской части СССР. Поэтому советские исследователи (О. И. Никифорова и др.) разработали на материале Сибирской платформы провинциальную стратиграфическую схему с новыми наименованиями ярусов.

Первый разрез ордовика был составлен в *среднем течении р. Лены* еще в конце прошлого века В. А. Обручевым. Этот разрез с последующими дополнениями стал для Сибирской платформы классическим. В основании его залегает устькутская свита (300—350 м), состоящая из доломитов, известняков и глауконитовых известковистых песчаников с прослоями мергелей и известняковых конгломератов. Местами она содержит наутилоидеи и такие типичные брахиоподы нижнего ордовика, как *Finkelburgia* и *Angarella*. На устькутской залегает криволицкая свита, представленная известковистыми песчаниками, глинами и мергелями мощностью около 50 м. В ней встречаются трилобиты, наутилоидеи, брахиоподы и другая фауна среднего ордовика, в том числе *Orthis* (*Planidorsa*) *lenaica*, *O. aff. deflecta*, *Geisonoceras drummondii*. Вышележащая чертовская свита представлена 30-метровой толщей зеленых и бурых мергелей с прослоями песчаников, также содержащих фауну брахиопод и трилобитов среднего ордовика. Венчает разрез 100-метровая макаровская свита, сложенная красными глинами и мергелями с прослоями зеленых и красных песчаников и песчанистых известняков. Она условно относится к верхнему и частично среднему ордовигу.

Очень широко ордовигские отложения распространены в *Иркутском амфитеатре*. Для песчано-карбонатной устькутской свиты мощностью 250—300 м характерны фациальные изменения, зависящие от местоположения разрезов. В Прибайкалье и Присаянье она представлена песчаниками и конгломератами, содержащими прослой карбонатных пород. В центральной части амфитеатра карбонатные породы приобретают существенное значение и обычно выражены водорослевыми известняками; терригенные породы отходят на второй план, образуя прослой в нижней и отчасти в верхней частях свиты. Состав устькутской свиты ясно говорит о том, что в момент ее образования в краевых частях амфитеатра существовали четко выраженные поднятия, за счет размыва которых и происходило накопление терригенных толщ. Вышележащая мамырская свита имеет песчано-глинистый состав, причем в Присаянье она представлена песчаниками и конгломератами, тогда как в центральной части амфитеатра появляется значительное количество глинистых пород и ракушечниковых известняков, нередко фосфоритоносных. В ней найдены брахиоподы, ортоцератиды и трилобиты среднего ордовика; мощность свиты 200—250 м.

Красноцветная братская свита состоит из аргиллитов, песчаников и мергелей, содержащих пропластки гипса и иногда маломощные прослой известняков. Всюду отмечаются следы образова-

ния пород в мелководных условиях. В свите обнаружены брахиоподы, гастроподы и ортоцератиды верхнего ордовика. Мощность свиты около 200 м.

Рассмотрим теперь ордовигские отложения, развитые по *краям Тунгусской синеклизы*. В основании разреза залегают пестроцветные доломиты или доломиты и известняки мощностью от 150 до 200 м, содержащие *Finkelburgia*. Эту часть нижнего ордовика О. И. Никифорова и другие геологи выделяют под наименованием устькутского яруса. Верхняя часть отдела — чуньский ярус — отличается значительно более пестрым составом: это известняки, доломиты, известковистые песчаники и иногда конгломераты, местами красноцветные и гипсоносные. Мощность яруса изменяется от 70 до 400 м. Характерными для него ископаемыми являются брахиоподы *Syntrophopsis* и *Angarella*, наутилоидеи *Protocycloceras* и *Clitendoceras*. Интересно отметить, что в распределении литофаций здесь наблюдается такая же картина, как в Иркутском амфитеатре: карбонатные породы преобладают ближе к центральной части синеклизы, а в краевых частях увеличивается количество терригенных осадков.

Средний ордовиг залегает на нижнем со значительным перерывом. В составе отдела, мощность которого не превышает 100 м, также выделяется два яруса: криволицкий (нижний) и мангазейский. Они сложены главным образом терригенными пестроцветными породами и резко им подчиненными известняками и доломитами. Для криволицкого яруса характерны такие формы брахиопод и ортоцератид, как *Planidorsa lenaica*, *Lenorthis girardi*, *Actinoceras turinense*, а для мангазейского — *Mimella panna*, *Opinkina parvula*, остракоды и мшанки.

К верхнему ордовигу (нижней его части) относится долборский ярус, который в морских фациях наиболее полно развит в западных частях Тунгусской синеклизы. Здесь распространена маломощная, всего в несколько десятков метров толща известняков и мергелей с очень богатой и разнообразной фауной, среди которой можно назвать *Strophomena lethea* и *Cyrtophyllum laxum*. В большинстве других районов к долборскому ярусу относят терригенную красноцветную, нередко гипсоносную толщу мощностью до 200 м.

С и л у р. Силурийские отложения образуют обширные выходы в краевых частях Тунгусской синеклизы. Ограниченное развитие осадки этого возраста имеют в центральных районах — в среднем течении рек Вилюя и Лены. Всюду они залегают на ордовиге с перерывом, который охватывает верхнюю часть верхнего ордовика и низы лландовери.

Классический разрез нижнего силура находится в *бассейне р. Мойеро*. В основании залегают граптолитовые сланцы мощностью до нескольких десятков метров, содержащие *Diplograptus*, *Pristiograptus* и другие граптолиты лландовери; верхняя часть яруса сложена толщей известняков с подчиненными доломитами

и мергелями мощностью 100—170 м, содержащей богатую и разнообразную фауну, в том числе брахиоподы *Pentamerus oblongus*, *P. schmidti* и кораллы из родов *Palaeohalysites* и *Palaeofavosites*. Венлокский ярус выражен органогенными известняками, отчасти доломитами (до 200 м), с кораллами и строматопорами, в их числе *Favosites gothlandicus* и *Stromatopora obrutchevi*.

Нижний лудловский ярус сложен тонкоплитчатыми известняками мощностью всего в несколько десятков метров с редкими брахиоподами *Protathyris didyma*. Выше залегает красноцветная гипсоносная толща без фауны, которая относится условно к тиверскому ярусу, или верхнему лудлову. Мощность этой толщи местами превышает 100 м.

Разрезы силура на западной окраине платформы сходны с описанными.

На юге, в *Иркутском амфитеатре*, к силуру относят красноцветную толщу рыхлых песчаников (кежемская свита) с фаунистическими остатками плохой сохранности, залегающую выше братской свиты.

В бассейне среднего течения *Вилюя* силур представлен 100-метровой толщей известняков и доломитов лландовери, а в *бассейне Лены* — толщей мощностью до 200 м, сложенной местами тонкозернистыми пестрыми песчаниками, а в других пунктах — карбонатно-терригенной толщей с гипсами.

Девон. Девонские отложения распространены ограниченно и сосредоточены в северо-западной и юго-западной частях платформы. В центральной ее части девон обнаружен на юго-западной окраине Вилюйской синеклизы, а также в среднем течении р. Вилюй.

Полный разрез изучен в *Норильском районе*, где девон залегает на силуре без видимого перерыва, хотя истинные соотношения между ними остаются неясными. Нижний отдел представлен пестроцветными доломитами, мергелями и аргиллитами с прослоями известняков, ангидритов и гипсов мощностью около 200 м. В них найдены панцирные рыбы, которые устанавливают с несомненностью раннедевонский возраст толщи, разделенной на ряд свит. Выше залегают аргиллиты, постепенно сменяющиеся толщей известняков и доломитов с прослоями гипсов и ангидритов. В этой части разреза много панцирных рыб, а также брахиопод, которые дают возможность выделить эйфельский и живетский ярусы. Мощность их около 350 м. Еще выше согласно залегает толща (около 180 м) известняков, доломитов и аргиллитов, местами гипсоносных. Фауна плохой сохранности не дает возможности точно определить возраст отложений, однако согласное их залегание на живетском ярусе и перекрытие этой толщи отложениями нижнего карбона позволяют отнести ее к верхнедевонским образованиям.

По направлению на юг мощность девона значительно уменьшается, достигая в *районе р. Базты* всего около 200 м, отдельные части разреза выпадают, а также изменяется литологический со-

став пород — главная роль здесь принадлежит терригенным осадкам.

На северо-восточном крыле *Тунгусской синеклизы* встречаются изолированные выходы пестроцветных карбонатных пород с гипсо мощностью до 30 м, с *Porolepis polaris* и другими рыбами нижнего девона. Ограниченно развиты доломиты и известняки (до 70 м) с фауной брахиопод и кораллов эйфельского (?) и живетского ярусов. Верхний девон представлен 50-метровой толщей пестроокрашенных известняков и доломитов с прослоями аргиллитов и пластами гипсов.

Девонские отложения юго-западной окраины платформы известны в *Канско-Тасеевской впадине* и особенно широко развиты в *Рыбинской впадине*. В первой из них развиты осадки только верхнего девона, а во второй — все три отдела системы. Верхний девон Канско-Тасеевской впадины, который местами выходит на поверхность, а также вскрыт скважинами, имеет мощность от 150—200 до 400 м. Сложен он пестроцветной толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов, местами с подчиненными карбонатными прослоями. Близ Енисейского края в основании разрезов наблюдаются конгломераты мощностью до 20 м.

В северной части Рыбинской впадины условно выделяются нижне-среднедевонские и верхнедевонские отложения, а в юго-западной ее части, расположенной уже за пределами Сибирской платформы на каледонском складчатом основании, широко развит также нижний девон. Нижне-среднедевонские отложения (около 300 м) сложены внизу терригенными породами, а сверху — терригенно-карбонатными. Возраст этой толщи определяется по растительным остаткам. К верхнему девону относится пестроцветная существенно терригенная толща мощностью свыше 1000 м, состоящая из различно окрашенных аргиллитов, алевролитов, песчаников и известняковых конгломератов; к ним местами присоединяются резко подчиненные известняки и мергели. В этой толще, которая разделяется на ряд свит, кроме обильных растительных остатков найдены также рыбы *Osteolepis*, *Bothriolepis*, *Dipterus*.

В юго-западной части *Вилюйской синеклизы* в районе Кемпендйских соляных дислокаций развиты лагуно-континентальные отложения среднего палеозоя. В нижней части разреза мощностью до нескольких сотен метров доломитовые мергели чередуются с песчаниками и алевролитами и содержат прослой гипса. Выше залегает толща такого же состава, но с прослоями туфов и туффитов. Нижняя часть разреза относится к ближе не определенному девону, а верхняя — к верхнему девону — нижнему карбону. Дальше к западу, в среднем течении Вилюя развиты отложения только верхней части разреза, имеющие здесь сокращенную мощность — всего около 100 м.

В *Хатангской впадине* известны выходы девонских отложений в солянокупольных структурах п-ова Юрюнг-Тумус и района пос. Кожевниково. К нижнему девону условно относят залежи

каменной соли с включениями ангидритов и глин, слагающие ядра куполов; средне-позднедевонский возраст имеют глыбы гипсов (также с включениями ангидритов и глин), доломитов и известняков в «каменных шляпах» куполов.

В целом девонские отложения имеют в разных районах много общих черт, которые позволяют отнести их к единой красноцветно-терригенной формации [70].

К а р б о н. Морской карбон развит очень слабо, но широко распространены лагунно-континентальные угленосные отложения, входящие в состав так называемого тунгусского комплекса.

Морские фации турнейского яруса известны по периферии *Тунгусской синеклизы* в ее северной части вместе с отложениями девона, которые согласно перекрываются каменноугольными осадками. Они наиболее хорошо изучены в Норильском районе, где выявлена толща мощностью около 150 м, представленная в нижней части темноцветными известняками с прослоями мергелей, глинистых сланцев и песчаников, а сверху — доломитами. В ней обнаружено много брахиопод, в том числе *Spirifer tornacensis*. В северной части Туруханского поднятия — в бассейне Курейки отложения карбона представлены 90-метровой толщей тонкоплитчатых битуминозных известняков с подчиненными мергелями, также содержащими брахиоподовую фауну турне.

Ряд небольших выходов карбонатных пород турнейского яруса известен на северо-восточном крыле Тунгусской синеклизы, на южном склоне Оленекского поднятия и к северо-западу от Анабарского массива. Породы эти всюду имеют мощность всего несколько десятков метров.

По-видимому, каменноугольный возраст имеет часть плохо еще изученных лагунных и континентальных отложений среднего и верхнего палеозоя, недавно выделенных в юго-западной части Вилюйской синеклизы.

Пермь. Среди пермских образований особенно интересны породы, входящие в состав тунгусского комплекса, включающего также отложения среднего и верхнего карбона и триаса. Породы комплекса выполняют *Тунгусскую синеклизу*. Пермские отложения развиты также к северу от Анабарского массива и в районе Оленекского поднятия.

Тунгусский комплекс имеет очень сложное строение. В его составе выделяется большое количество свит, причем в различных районах они имеют разные наименования. Поэтому для краткой характеристики комплекса удобно воспользоваться ранней схемой С. В. Обручева с некоторыми добавлениями. Тунгусские отложения уже давно разделены этим исследователем на две толщи, резко отличные по составу — продуктивную и туфогенную; позже к ним была присоединена еще одна толща — лавовая. Так тунгусский комплекс получил трехчленное деление. Нижний член комплекса — продуктивная толща — названа так из-за того, что содержит промышленные пласты каменного угля. Состоит она из осадков

лимнического типа — это чередование песчаников, сланцев и алевролитов, местами с прослоями и линзами конгломератов; многочисленные пласты угля, в том числе несколько мощных и выдержанных, образуют Тунгусский каменноугольный бассейн. Толща имеет резко изменчивую мощность: на участках наибольших прогибаний в западной части Тунгусской синеклизы она превышает 1,5 км, по направлению на восток мощность уменьшается и измеряется несколькими сотнями метров. Нижняя часть толщи с максимальной мощностью до 350 м (в южной части синеклизы) содержит средне- и позднекаменноугольные растительные остатки, а верхняя ее часть — раннепермскую флору.

Туфогенная толща залегает на продуктивной, или на более древних породах, и состоит из пирокластов основного состава; подчиненное значение имеют туфы среднего состава и щелочных базальтоидов. Туфы чередуются с туффитами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и туфоконгломератами; нормально-осадочные породы имеют резко подчиненное значение. Местами в строении толщи принимают участие покровы базальтов. Мощность ее подвержена значительным колебаниям — от нескольких десятков метров до 700—800 м в бассейне р. Хеты. На основании находок рыб, эстерий и флористических остатков возраст туфогенной толщи определяется как поздняя пермь — ранний триас.

Верхним членом тунгусского комплекса является лавовая толща (путоранская серия), которая наиболее широко распространена и достигает наибольшей мощности в области плато Путорана. Представлена она лавами основного состава с подчиненными прослоями туфов и туфогенных пород с остатками флоры и фауны, которые с некоторой степенью условности позволяют отнести лавовую толщу к нижнему и, возможно, среднему триасу. Мощность толщи колеблется, достигая максимальной величины 1500 м.

Кроме пермских образований, входящих в состав тунгусского комплекса, отложения перми довольно широко развиты на северном склоне *Анабарского массива* и в районе *Оленекского поднятия*.

Нижняя пермь залегает на породах разного возраста и сложена нередко битуминозными песчаниками и глинистыми породами с редкими прослоями конгломератов, а местами с небольшими пропластками каменного угля. В ней обнаружены фораминиферы и флористические остатки. Мощность отдела от 150 до 250 м. Угленосная толща верхней перми по литологическому составу похожа на нижний отдел, имеет такую же мощность, но содержит рабочие пласты угля. Возраст ее установлен на основании находок пелеципод, фораминифер и флоры.

Следует также упомянуть о вулканогенно-осадочной толще *Западного Забайкалья*, в нижней части которой обнаружена фауна ранней перми. Она состоит из сложно чередующихся в разрезе эффузивов, туфогенных и терригенных пород разного состава и имеет мощность от нескольких сотен метров до 2 км. Эта толща,

возраст которой охватывает интервал от начала перми до поздней юры, ограничивается снизу и сверху региональными несогласиями.

Т р и а с. Отложения триаса, не входящие в состав тунгусского комплекса, известны на северном склоне *Оленекского поднятия*. Они залегают с перерывом на перми и представлены внизу туффитами, а выше — аргиллитами с единичными маломощными прослоями известняков и песчаников. По фауне эстерий, пелеципод и головоногих определяется раннетриасовый возраст этих отложений, мощность которых доходит до 150 м.

Нижний триас подстилает юрские отложения и в наиболее прогнутой центральной части *Вилуйской синеклизы*, где он представлен красноцветными дельтовыми и аллювиальными песчанистыми осадками.

Ю р а. Юрские отложения распространены очень широко. Наибольшую территорию они занимают в пределах Вилуйской синеклизы, откуда протягиваются в Предверхоанский краевой прогиб и на юго-запад, занимая значительную площадь в центральной части платформы. В южных районах юра выполняет ряд небольших впадин — Канско-Тасеевскую, Иркутскую, Чульманскую и др. Небольшие разобценные выходы юрских отложений, которые плохо отделяются от нижнего мела, известны в Байкальской складчатой области. Выделяются два главных фациальных типа юрских отложений — морские и угленосные континентальные. Морские фации развиты на севере — в Лено-Анабарской впадине, континентальные — на юге, а между ними в Вилуйской синеклизе и Лепской впадине Предверхоанского прогиба разрезы имеют промежуточный характер, включая как морские, так и континентальные осадки.

В *Вилуйской синеклизе* в основании разреза залегают континентальная толща песчаников и конгломератов нижнего лейаса с богатым комплексом спор и пыльцы папоротниковых и голосеменных растений, имеющая мощность от 20 до 150 м. Выше располагаются морские отложения (100—150 м), представленные в нижней части алевролитами и известковистыми песчаниками, сменяющимися рыхлыми песчаниками и глинами с прослоями известняков. В нижней части этих отложений найдена фауна среднего лейаса — *Amaltheus margaritatus*, *Harpax laevigatus*, а в верхней — *Leda jacutica* и *Dactyloceras athleticum*, характеризующие верхний лейас.

Средняя юра залегают на подстилающих отложениях чаще с разрывом, но иногда между ними отмечается постепенный переход. В основании находятся глины с *Ludwigia murchisonae*, а выше идет континентальная песчано-глинистая толща мощностью от 250 до 400 м.

Верхняя юра вместе с нижней частью нижнего мела представлена циклически построенным терригенным угленосным комплексом, заключающим мощные пласты угля. Мощность его в краевых частях синеклизы 500—600 м, но в наиболее прогнутой централь-

ной ее части достигает 1500—2000 м, причем на долю юрских отложений приходится всего около 700 м.

Нижнеюрские отложения протягиваются далеко на юго-запад от Вилуйской синеклизы, где они выполняют Ангаро-Вилуйский прогиб, как бы соединяющий синеклизу с Иркутской и Канско-Тасеевской впадинами.

Как указано выше, юрские отложения из Вилуйской синеклизы севернее переходят в Предверхоанской краевой прогиб. Описание их будет удобно дать позже, при характеристике мезозойских складчатых сооружений Северо-Востока.

В *Иркутской впадине* юра имеет трехчленное строение. Внизу находятся грубозернистые песчаники и местами конгломераты мощностью от 50 до 100—130 м, затем идет продуктивная часть толщи мощностью от 80 до 400 м, состоящая из песчаников и алевролитов с рабочими пластами угля; верхняя часть разреза мощностью около 150 м имеет такой же состав, но не содержит промышленных углей. Мощности в целом повышаются с северо-запада на юго-восток. В Прибайкалье вся толща состоит из конгломератов с галькой гранитов и других кристаллических пород и достигает мощности 800 м.

Сходное строение имеют юрские отложения в *Канском каменноугольном бассейне*, объединяющем угленосные толщи Канско-Тасеевской и Рыбинской впадин. Здесь продуктивная часть угленосной толщи содержит не только каменные, но и бурые угли, которые разрабатываются в Рыбинской впадине. Мощность юрских отложений 400—500 м. Продуктивные толщи в обеих впадинах имеют среднеюрский возраст, а подстилающие породы — раннеюрский.

В юго-восточной части платформы юрские угленосные отложения выполняют *Чульманскую*, *Токовскую* и ряд более мелких впадин. Стратиграфическая схема, впервые разработанная Н. В. Фроловой для Чульманской впадины, применяется и для других районов. Внизу залегают средне- и крупнозернистые песчаники и конгломераты юхтинской свиты (до 250 м), выше переходящие в очень однообразную песчано-глинистую чульманскую свиту такой же мощности с единичными прослоями каменного угля. Следующая, дурайская свита (от 150 до 400 м) состоит из песчаников, гравелитов, сланцев и аргиллитов с мощными пластами высококачественных коксующихся углей. Закрывающая разрез горкитская свита достигает мощности 150—250 м. В отложениях чульманской и дурайской свит обнаружены пресноводные пелециподы *Ferganocoeloceras* и флора, определяющие среднеюрский возраст средней части разреза. Возможно, что юхтинская свита частично относится к нижней юре, а горкитская — к верхней. Большинство исследователей, однако, считают, что описанные отложения имеют средне-позднеюрский возраст.

В *Западном Забайкалье*, кроме уже упоминавшейся вулканогенно-терригенной толщи, юра входит в состав довольно широкого

распространенного континентального комплекса, нередко имеющего двучленное строение. Нижняя его часть включает грубокластические породы — конгломераты (часто фангломераты с огромными глыбами разнообразных местных пород), гравелиты и песчаники. Верхняя часть комплекса сложена глинистыми сланцами, песчаниками, местами в ней встречаются бурые угли, битуминозные сланцы и тонкозернистые пирокластические породы (пепловые туфы). Обе части комплекса связаны постепенными переходами и имеют мощность от нескольких сотен метров до 2 км (Гусиноозерская впадина). В них найдены остатки рыб и ракообразных, на основании которых большая нижняя часть комплекса относится к верхней, а может быть, частично и к средней юре, а верхняя его часть — к нижнему мелу.

Мел. Меловые отложения широко распространены только в *Вилуйской синеклизе*. Нижний мел внизу представлен угленосной толщей, а выше залегают преимущественно песчаники с флорой; общая мощность достигает 1000—1500 м.

Верхнемеловые отложения (800—1000 м) известны только в центральной части синеклизы, где они слагают толщу аллювиальных косослоистых песков — в верхней части разреза ярко-белого цвета — и песчаников с прослоями галечников, глин, лигнитов.

В центральной части *Токовской впадины* выделены континентальные меловые отложения, залегающие согласно на юрских. Они представлены песчаниками с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов и глинистых пород, а также маломощными угольными прослоями и линзами. В этой толще мощностью свыше 800 м обнаружены обугленные стволы деревьев и другие растительные остатки.

В *Енисейском кряже* к верхнему мелу относятся небольшие изолированные выходы пород озерно-болотного и аллювиального происхождения. Среди них выделяются темно-серые и черные углистые глины с бурым углем мощностью около 80 м, а также нижняя часть бокситоносной толщи, сложенной пестрокрашенными и белыми песчаниками и углистыми глинами с пластами и линзами бобовых бокситов. Общая мощность толщи около 100 м, но верхняя рудоносная ее часть относится уже к палеогену.

Нижний мел известен также в *Западном Забайкалье*, где он представлен угленосными континентальными отложениями, развитыми индивидуально или образующими единый комплекс с континентальной юрой.

Палеоген и неоген. Отложения этих систем распространены очень ограниченно.

В *Енисейском кряже* большая часть палеогена входит в состав упоминавшейся выше бокситоносной толщи. Верхняя его часть сложена 100-метровой толщей гипсоносных голубых и серых глин со стяжениями сидерита и содержит флору олигоценового облика. Неоген представлен толщей до 60 м, состоящей в нижней части

из галечников, конгломератов и песчаников, а в верхней — из красноцветных глин с галькой.

Плиоценовые песчано-глинистые осадки и галечники с костями мамонта развиты в низовьях Алдана и прилежащих частях долины Лены, где они слагают цоколь почти всех террас.

В *Байкальской складчатой области* неоген вместе с отложениями антропогена выполняет многочисленные впадины «байкальского типа», характеризуется очень пестрым фациальным обликом и значительными мощностями. На юго-восточном побережье Байкала неогеновые отложения слагают узкие полосы вдоль берега и представлены конгломератами, аркозовыми песчаниками и косослоистыми песками, алевролитами и глинами, местами пропитанными нефтью, и кое-где с прослоями бурых углей. В толще имеется флора миоцена.

В некоторых впадинах существенная роль в разрезе, помимо разнообразных, нередко угленосных, терригенных осадков, принадлежит диатомовым глинам и вулканогенным образованиям — пирокластическим продуктам извержений и трахибазальтам. Отложения эти в главной своей массе, а по мнению ряда исследователей — целиком, относятся к неогену. Мощность их нередко велика и в некоторых впадинах, например в Байкальской и Тункинской, достигает 1500 м.

А н т р о п о г е н. Отложения антропогена представлены различными генетическими типами. В северной части платформы преимущественным развитием пользуются ледниковые отложения — моренные валунно-галечные суглинки и флювиогляциальные песчано-галечные накопления, а также межледниковые аллювиальные и озерные осадки. Ледниковые отложения принадлежат трем эпохам оледенения среднего и верхнего отделов антропогена. Повсеместно распространены осадки аллювиальные, делювиальные и озерно-болотные. Аллювий слагает в долинах крупнейших рек до девяти надпойменных террас высотой от 9—12 до 110—130 м и представлен песками, галечниками, супесями и суглинками. В центральной части Вилуйской синеклизы встречаются эоловые накопления — дюны и песчаные бугры.

Своеобразный комплекс осадков антропогена характеризует впадины «байкальского типа». В них накапливаются конгломераты и брекчии, галечники, пески и глинистые породы пролювиального, аллювиального и озерного происхождения. Мощность этих отложений в некоторых впадинах достигает многих сотен метров.

Магматизм

Наиболее древние магматические породы, связанные с формированием верхнего структурного этажа Сибирской платформы, известны на восточном склоне Алдано-Витимского щита. Позднепозерозойский возраст имеют две разновозрастные группы магматических пород.

Первая группа представлена комплексом субщелочных гранитоидов. Граносиенит-порфиры и рибекитовые граниты слагают здесь небольшие массивы, а кварцевые порфиры образуют крупные межпластовые залежи. Абсолютный возраст граносиенит-порфиров 940 млн. лет.

В состав второй группы входит очень сложный комплекс пород — от ультраосновных до щелочных: среди них известны перидотиты, пироксениты, анортозиты, монзониты, граниты, нефелиновые сиениты, тингуаиты, ийолиты, карбонатиты и др. Они образуют небольшие массивы центрального типа в сопровождении систем кольцевых и конических жил и располагаются в ядерных частях диапироподобных куполовидных складок. Возраст этого комплекса ясно определяется его соотношениями с осадочными толщами: описанные изверженные породы прорывают отложения майской и уйской серий и трансгрессивно перекрываются юдомской свитой. Абсолютный их возраст — 600—690 млн. лет.

Палеозойские магматические проявления развиты ограниченно. На Енисейском кряже известны щелочные и нефелиновые сиениты в виде мелких штоков, иногда более крупных массивов (например, Кийский и Среднетатарский), и дайки эгириновых порфиров, сёльвсбергитов и других щелочных пород, приуроченные к меридиональным разломам. В строении некоторых наиболее крупных массивов (например, Кийского) принимают также участие карбонатиты и серпентинизированные гипербазиты, и поэтому их следует отнести к типичной платформенной формации ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами. Изотопный возраст щелочных пород 270—250 млн. лет.

В Байкальской горной стране в конце девона или начале карбона произошло внедрение сыннырского комплекса. В его составе главную роль играют нефелиновые и щелочные сиениты, которые образуют массивы величиной до 500 км² и более, часто имеющие изометрическую форму и кольцевое строение, они сопровождаются дайковой серией — сёльвсбергитами, шонкинитами, тингуаитами, камптонитами, мончикитами. Более поздние гранитоиды представлены небольшими штоками и дайками лейкократовых гранитоидов и аляскитовых гранитов. Изотопный возраст комплекса 320—350 млн. лет.

Признаки вулканической деятельности среднепалеозойского времени обнаружены на юго-западной окраине Вилюйской синеклизы, где в отложениях, относимых к девону — нижнему карбону, встречаются прослойки туффитов и туфов кислого состава.

Энергичная вулканическая деятельность в западной части платформы происходила в поздней перми (начало ее относится, по видимому, к ранней перми), когда были сформированы мощные толщи пирокластических продуктов средней части тунгусского комплекса.

Мезозойский магматизм. Наиболее многообразная и весьма напряженная магматическая активность приходится

на мезозойскую эру, в течение которой в разных частях платформы был сформирован ряд интрузивных и эффузивных комплексов.

К числу наиболее замечательных магматических образований принадлежит формация сибирских траппов, которая состоит из гипабиссальных и эффузивных пород группы долерит-базальта. Породы этой формации распространены в западной части платформы на огромной территории, около 1,5 млн. км².

Эффузивные траппы особенно широко развиты в центральной и северной частях Тунгусской синеклизы. Отдельные потоки и покровы имеют мощность всего 50—60 м, однако в целом они вместе с пирокластическими породами слагают верхнюю существенно лавовую часть тунгусского комплекса, достигающую огромной мощности (около 1500 м). Состав пород однообразный — это преимущественно базальты и долериты, отличающиеся текстурными и структурными признаками. Главная масса эффузивов образовалась, вероятно, в раннем триасе, но начало их формирования относится к поздней перми.

Интрузивные траппы образуют пластообразные залежи (силлы) мощностью от нескольких десятков метров до 200—300 м, нередко залегающие в несколько этажей. Большая их часть также сложена диабазами и долеритами. Подчиненное значение имеют крупные дифференцированные интрузивы, в составе которых наряду с обычными для траппов разновидностями основных пород имеются субщелочные дериваты — габбро-тешениты и тешениты, а также щелочные габбро (Аламджахский интрузив), а иногда и более кислые породы: габбро-диориты и даже гранодиориты (Норильский интрузив). Секущие тела траппов — штокообразные и куполообразные массивы, жилы и дайки — обычно имеют меньшие размеры, однако некоторые дайки имеют мощность до 1,5 км, а длину более 100 км. Состав их такой же, как недифференцированных силлов.

Возраст интрузивных траппов, по мнению многих геологов, не выходит за границы раннего триаса, однако ряд исследователей допускает, что внедрение наиболее поздних интрузивных тел произошло в ранней юре. Имеющиеся данные определений их абсолютного возраста (153—178 млн. лет) подтверждают последнюю точку зрения.

На севере в бассейне р. Меймечы и в низовьях р. Котуя обнаружен своеобразный комплекс ультраосновных и щелочных пород, представленный как в интрузивной, так и эффузивной формах. В составе мощной (свыше 2 км) толщи переслаивающихся лав и пирокластических продуктов обнаружены нефелиновые и другие щелочные базальты и базальтоиды (авгититы, мелилитовые базальты, лимбургиты), чередующиеся с покровами трахитов, трахиандезитов, пикритовых порфиритов и других пород. Особенно большой мощности (до 1500 м) достигают наиболее молодые эффузивы — пикритовые порфириты (меймечиты).

Излияние лав сопутствовало внедрению интрузивных пород, характеризующихся значительным разнообразием. Среди них

выделяются нефелиновые долериты, ийолит-мельтейгиты, карбонаты, щелочные и нефелиновые сиениты, дуниты, перидотиты и другие ультраосновные породы. Многие из этих пород образуют крупные пластообразные залежи, но большинство массивов имеет небольшие размеры (от 1—2 до 40—50 км²), и представляют собой штокообразные и куполовидные тела или дайки. Отдельные массивы достигают значительной величины; так, например, Гулинский интрузив, сложенный преимущественно ультраосновными породами, превышает 500 км² в своей обнаженной части. Интрузивы обычно имеют концентрически-зональное строение, причем щелочные породы внедряются позднее ультраосновных и принадлежат центральному типу. Ультраосновные и щелочные породы комплекса тесно связаны с траппами и, вероятно, в главной своей массе образовались в триасе.

Еще одна группа магматических образований, весьма интересная генетически и имеющая большое народнохозяйственное значение, — это формация алмазоносных кимберлитов.

Кимберлиты заполняют вулканические трубки, которые часто называются трубками взрыва. Размеры их варьируют в широких пределах. Трубки отвесно уходят на большую глубину, а в верхней части нередко имеют форму воронки. В плане они часто округлы или эллипсовидны, но иногда имеют довольно сложные очертания.

Возраст кимберлитов многие исследователи считают в основном триасовым, однако имеются данные, что выделяются по крайней мере три главных этапа кимберлитового магматизма: раннепермский, триасовый (или триасовый — раннеюрский) и меловой.

Разнообразные по составу, генезису и возрасту породы мезозойского тектоно-магматического этапа известны на Алдано-Витимском щите.

В различных частях Алданского кристаллического массива распространены маломощные покровы ортофиоров, а также трахиты, кварцевые порфиры и туфы соответствующего состава. В южной части массива обнаружены «сетчатые» тела щелочных гранитов, состоящие из большого количества сложнопересекающихся жил, приуроченных к зонам дробления. Как и упомянутые выше эффузивы, эти породы скорее всего имеют раннеюрский возраст. К этой же эпохе, по-видимому, принадлежит образование многочисленных даек основного состава, в том числе внедрение двух огромных даек габбро-диабазов, протягивающихся в запад-северо-западном направлении несколько севернее Чульманской впадины. Эти параллельные дайки прослежены на расстояние свыше 100 км и имеют мощность до 250 м.

Важнейшее значение имеет формация малых гипабиссальных интрузивов щелочного и субщелочного состава, с которыми связана золотоносность Алдана. Породы этой формации представлены ланколитами, штоками и дайками, в сложении которых участвуют

три группы пород: 1) щелочные и нефелиновые сиениты, псевдолейцитовые порфиры, фойяиты, тингуаиты, сельвсбергиты и другие щелочные породы; 2) сиениты, сиенит-порфиры, монцонит-порфиры; 3) граносиениты, граносиенит-порфиры и гранит-порфиры. Некоторые массивы имеют концентрически-зональное строение и относятся к типу многофазных интрузивов центрального типа (например, сложный Бллымахский интрузив). Интрузивы нередко располагаются между кристаллическими породами фундамента и кембрием, но многие тела имеют рвущие контакты с кембрийскими, а местами с юрскими отложениями. Массивы концентрируются в обособленные группы, которые в свою очередь прослеживаются в виде четко вытянутых зон; это не оставляет сомнений, что массивы контролируются протяженными разломами. Возраст пород рассматриваемой группы считается позднеюрским, что находит подтверждение в данных определений абсолютного возраста (135 млн. лет).

В междуречье Тимптона и Учюра выявлена еще одна формация малых интрузивов — диорит-гранодиоритовая; состоит она из диоритов, гранодиоритов, диорит-порфиритов, сиенит-порфиритов и имеет также позднеюрский или раннемеловой возраст [73].

В юго-восточной части Алдано-Витимского щита — в области протерозойского складчатого обрамления Алданского массива широко развиты эффузивы и их широкласты позднеюрского и раннемелового возраста, а также мезозойские интрузивные породы. В краевых частях этой области, примыкающей к Алданскому кристаллическому массиву и мезозойской складчатой зоне Монголо-Охотского пояса, мезозойские интрузивы представлены преимущественно небольшими, всего до нескольких километров в поперечнике, но местами довольно крупными телами гранитов, гранодиоритов и гранодиорит-порфиритов, имеют отчетливо выраженный гипабиссальный облик и обнаруживают тесную связь с крупными разломами.

В западной части Станового хребта встречены породы, колеблющиеся по составу от гранитов до диоритов, слагающие гипабиссальные и субвулканические тела. Выходы их на поверхность достигают нескольких тысяч квадратных километров. Особенно широко мезозойские гранитоиды распространены в центральной части хребта. Они представлены порфиритовидными гранитами и гранодиоритами, в тесной ассоциации с которыми часто находятся гипабиссальные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. Большая часть гранитоидов рассмотренной группы сформирована в поздней юре, что определяется как цифрами абсолютного возраста (147—155 млн. лет), так и геологическими данными. Гранитоиды такого же типа развиты и в восточной части хребта, но здесь среди них выделяются не только позднеюрские, но и меловые интрузивы. Следует при этом отметить, что интрузивные проявления раннемелового возраста имеют много сходных черт с юрскими, но позднемеловые довольно сильно отличаются от последних. Они

представлены малыми интрузиями резко выраженного гипабиссального или субвулканического облика и нередко характеризуются повышенной щелочностью. Эти особенности позднемеловых интрузивов сближают их с платформенными образованиями внутренних частей Алданского массива.

Вероятно, что позднемезозойский возраст имеют и небольшие трещинные тела резко гипабиссальных щелочных и кислых пород — граносиенитов, сиенитов, сёльвсбергитов и тешенитов, известных в Западном Забайкалье.

Тектоника

Основные черты тектонического строения Сибирской платформы были охарактеризованы еще в начале 30-х годов текущего столетия [89-1]. Сорок лет интенсивных геологических исследований показали, что основные представления Н. С. Шатского были правильными, и сейчас большинство геологов, разрабатывая тектонику платформы, неизменно используют его тектоническую схему.

В современной структуре платформы крупные положительные элементы приурочены к ее периферическим частям, а между ними располагаются огромные синеклизы. Наиболее обширные выступы фундамента, в строении которых участвуют древнейшие архейские комплексы, — это Алдано-Витимский щит и Анабарский кристаллический массив. Внутреннее их строение охарактеризовано ранее.

Кристаллические породы *Анабарского массива* перекрыты осадками среднего — верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, которые образуют вокруг массива концентрические полосы, отчетливо подчеркивая общее сводообразное его строение. Восточный склон сводовой структуры значительно осложнен. Здесь на фоне общего моноклиального залегания пород выделяются два поднятия: на крайнем северо-востоке — Оленекское, а на юго-востоке менее четко выраженное Мунское. В своде первого из них выходят нижние горизонты платформенного чехла, а местами и сложно-дислоцированный нижний протерозой, а в Мунском — только породы чехла. Между ними и ядром Анабарского массива прослеживается в меридиональном направлении небольшая Оленекская синеклиза. Севернее ядра Анабарского массива имеется еще одно небольшое поднятие — Попигайское, где на поверхность выходят докембрийские отложения. Оленекское и Попигайское поднятия осложнены многочисленными разломами.

Алданский массив в отличие от Анабарского представляет собой как бы «полусвод». Кембрийские, а местами и верхнепротерозойские отложения распространены к северу, востоку и западу от выходов на поверхность кристаллических пород и всюду имеют моноклиальное залегание, на фоне которого местами отмечаются

очень пологие складчатые дислокации. На юге в субширотном направлении протягивается зона гнейсоидов, срезающая структуры Алданского массива, в результате чего в современной структуре наблюдается только северная половина свода.

Положительные структуры в виде почти непрерывной цепочки прослеживаются вдоль западной и юго-западной окраин платформы. На крайнем северо-западе — в районе Норильска, в северо-восточном направлении протягивается очень широкое и пологое *Хантайско-Рыбинское поднятие* с углами падения в крыльях всего до 7—8°, редко больше. В ядре его выходит кембрий, а крылья сложены ордовиком и средним палеозоем. Внутреннее строение поднятия довольно простое. Оно состоит из ряда брахиформных складок, образующих цепочки, протягивающиеся в северо-северо-западном направлении, причем антиклинальные складки выражены отчетливее синклиналей. На востоке они обособляются, становятся короче, положе и постепенно расплываются. По направлению на запад интенсивность складчатости, наоборот, усиливается. С востока и запада поднятие ограничено зонами разломов субмеридионального простирания, благодаря чему оно имеет характер асимметричного горста. Северо-западное крыло поднятия осложнено широкой мульдой, выполненной породами тунгусского комплекса. Крылья мульды в свою очередь осложнены рядом небольших пологих складок платформенного характера.

Южнее располагается субмеридиональное *Туруханское поднятие*, строение которого более сложно. В ядре его обнажаются верхнепротерозойские отложения, а крылья сложены нижним палеозоем. Поднятие осложнено многочисленными и разнообразными структурными формами: наряду с крутыми гребневидными антиклиналями здесь отмечаются антиклинальные складки коробчатой формы, пологие мульды, небольшие купола и флексуры. Складки имеют долготную ориентировку в южной и средней частях поднятия, а на севере становятся северо-западными; в тесной связи с ними находятся многочисленные разрывы.

Внутреннее строение двух южных поднятий — Енисейского и Восточно-Саянского описано раньше, поэтому здесь будет охарактеризована только северо-восточная окраина *Енисейского кряжа*, сложенная нижним палеозоем. Она отделена от структур внутренней части кряжа разломами северо-западного простирания и образует моноклиальный блок со слабым наклоном слоев на северо-восток. На фоне этой моноклинали в районе низовьев Подкаменной Тунгуски отмечается несколько локальных складок с углами падения до 30—45°, в сочетании с многочисленными разрывными нарушениями. На юго-восточной окраине блока выявлены более пологие валообразные и куполовидные структуры.

Чадобецкое поднятие представляет собой почти изометрический свод, в ядре которого залегают сложнодислоцированные отложения верхнего протерозоя, а крылья сложены относительно полого

лежащим кембрием. Поднятие это вместе с упоминавшейся ранее Иркинеевской антиклиналью образует единую валообразную структуру северо-восточного простирания, которую можно именовать Чадобецко-Иркинеевским валом. Вал этот протягивается до пос. Вановара, где среди широкого поля пород верхней части тунгусского комплекса на поверхности обнажаются его более низкие горизонты, а может быть еще дальше на северо-восток.

Перейдем теперь к рассмотрению крупнейших отрицательных структур — Тунгусской и Вилюйской синеклиз.

Тунгусская синеклиза располагается между Анабарским массивом, Катангским валом (который будет охарактеризован ниже) и краевыми поднятиями западной и юго-западной окраин платформы. Она представляет собой глубокую, но очень пологую синклинали, сложенную мощными толщами докембрия, нижнего и среднего палеозоя, а также тунгусскими отложениями. На фоне спокойного строения синеклизы отмечается ряд относительно прогнутых и приподнятых участков. Наряду с этим местами отмечается слабо выраженная волнистость, а в западном ее крыле — более интенсивная складчатость (на границе с Туруханским и другими поднятиями). Очень большое значение играют разрывные нарушения. Некоторые из них имеют крупные масштабы и послужили каналами для подъема на верхние горизонты значительных масс магмы, обусловивших широкое распространение траппов.

Уже на первых этапах исследования Тунгусской синеклизы С. В. Обручев предполагал, что она представляет собой огромный «провал» вдоль сбросов, ограничивающих ее по краям. Одна из крупных тектонических зон, по-видимому, имеющая характер платформенного глубинного разлома, ограничивает синеклизу с юго-востока и протягивается из района Братска примерно до устья р. Улахан-Ботуобия. Положение этого разлома фиксируется прямолинейной границей Тунгусской синеклизы с Катангским валом, массовым развитием вдоль этой зоны траппов, а также приуроченностью к ней многочисленных кимберлитовых трубок. Наличие глубинного разлома можно предполагать и по северному краю платформы (на границе Тунгусской синеклизы с Хатангской впадиной), где с ним, по-видимому, связаны не только траппы, но и крупные интрузивные массивы ультраосновных пород Гулинского и других интрузивов. Внутри синеклизы широко развиты заполненные траппами разломы, характеризующиеся «петельчатым» расположением и обычно приуроченные к бортовым частям впадин второго порядка.

Вилюйская синеклиза особенно четко выражена на геологических картах по выходам выполняющих ее мезозойских отложений между Анабарским и Алданским кристаллическими массивами. Шарнир синеклизы погружается в северо-восточном направлении, и в низовьях Вилюя она постепенно сливается с Предверхоанским краевым прогибом; на юго-западе, в районе р. Кемпендьяй наблюдается ее отчетливо выраженное центрально-клинальное замыкание.

Синеклиза имеет довольно простое строение и представляет собой синклинали с очень пологими крыльями: углы падения измеряются всего десятками минут и только во внутренних ее частях, по мере приближения к Предверхоанскому прогибу, наблюдаются более крутые углы падения, достигающие 2—3°. На фоне этой плоской синклинали выделяется ряд осложняющих структур. В юго-западной ее части имеется прогнутый участок — Кемпендьяйская впадина, а дальше к северу располагается второй прогиб — Линденская впадина; они образуют наиболее прогнутую центральную часть синеклизы. В Кемпендьяйской впадине наблюдаются осложнения в виде серии диапировых куполов (Кемпендьяйские дислокации). Среди мезозойских пород в ядрах этих куполов на поверхности обнажаются сложнодислоцированные отложения палеозоя. Некоторые из куполов представляют собой открытые структуры с выходом на поверхность соли (вероятно, раннекембрийского возраста), другие являются закрытыми. В юго-восточном крыле синеклизы отмечается серия резко выраженных флексур.

К юго-западу от Вилюйской синеклизы протягивается полоса маломощных отложений нижней юры, получившая название *Ангаро-Вилюйского*, или *Тунгусско-Вилюйского*, *прогиба*. Эта структура возникла в результате незначительного прогибания и представляет собой очень слабо выраженную тектоническую форму, хотя на геологической карте она проявляется довольно отчетливо.

Сложное строение имеет южная часть платформы, расположенная в пределах Иркутского амфитеатра. Восточная часть этой территории занята охарактеризованной ранее Ангаро-Ленской впадиной. С запада к последней примыкает поднятие сложных очертаний, которое в современной структуре устанавливается в значительной своей части с большим трудом, однако довольно определенно намечается геофизическими исследованиями и бурением. Геологи по-разному оконтуривают это поднятие и дают ему различные наименования, но существование его установлено твердо. Поднятие это состоит как бы из двух частей. В середине Иркутского амфитеатра располагается Чуно-Ангарская антеклиза довольно сложных очертаний. От северо-восточного ее угла (в районе г. Братска) протягивается вдоль границы с Ангаро-Ленским прогибом узкое валообразное поднятие — Катангский вал, который служит перемычкой между Чуно-Ангарской антеклизой и южным склоном Анабарского массива.

Западнее Чуно-Ангарской антеклизы расположены две впадины — Канско-Гасеевская и Рыбинская. *Канско-Гасеевская впадина*, выполненная палеозойскими и юрскими отложениями, на северо-западе сливается с Тунгусской синеклизой, но в большей части отделена от последней коротким Чуно-Бирюсинским валом, являющимся частью Чуно-Ангарской антеклизы. Геофизические исследования показывают, что по краям впадина местами ограничена разрывными нарушениями, которые фиксируются полосами

с резко выраженными градиентами аномалий силы тяжести. В северо-западной ее части выявлен ряд небольших антиклинальных структур.

Рыбинская впадина выполнена девонскими и юрскими отложениями и южной своей частью лежит на каледонских складчатых сооружениях. От Канско-Тасеевской впадины она отделена подземным выступом, соединяющим Енисейский кряж с Восточным Саяном. Впадина осложнена серией складок второго порядка, вытянутых в северо-западном направлении. Платформенная часть впадины характеризуется развитием широких и очень пологих складок, с падениями пластов в крыльях в $2-3^\circ$, редко до $6-7^\circ$, тогда как в юго-западной ее части отмечаются значительно более интенсивные дислокации. Складки здесь четко выражены, сравнительно узки и осложнены крупными разломами. Углы падения достигают нескольких десятков градусов, а местами у разломов, имеющих характер надвигов, отмечается даже запрокидывание крыльев складок. Таким образом, на примере Рыбинской впадины очень отчетливо проявляется зависимость характера тектонических структур от строения фундамента.

Интересно внутреннее устройство *Иркутской впадины*, протягивающейся от южной оконечности Байкала почти до Нижнеудинска. На фоне общего синклиналичного строения, с центральнональным очень пологим залеганием юрских пород, выполняющих эту впадину, в северо-восточной ее части отмечается ряд дополнительных, достаточно резко выраженных складок (рис. 12). Направление этих складок на первый взгляд представляется совершенно непонятным. Ось впадины имеет северо-западное простирание, в то время как дополнительные складки протягиваются в северо-восточном направлении, почти перпендикулярно оси. Объяснить такую особенность строения впадины можно тем, что в Прибайкалье в юрском периоде и позже происходили интенсивные тектонические движения, в результате которых юрские отложения были смяты, причем направление образовавшихся складок было унаследовано от подстилающих структур приленской складчатой полосы Ангаро-Ленского прогиба. При проследивании отдельных складок приленской полосы в область развития складок в юрских отложениях можно видеть, что отдельным антиклиналям и синклиналиям палеозойского основания отвечают такие же структуры в верхнем (юрском) структурном ярусе. Таким образом, унаследованность структур проявляется здесь еще более отчетливо, чем в Рыбинской впадине. По мере продвижения к северо-западу эти складки, наиболее энергично проявленные у Байкала, постепенно затухают и отмечается совершенно постепенный переход в область со спокойным, очень пологим залеганием пластов.

На юго-восточной окраине платформы — в пределах южного склона Алданского кристаллического массива также имеется несколько юрских впадин; самыми крупными из них являются Чульманская и Токовская. *Чульманская впадина*, как и Иркутская,

представляет собой в общем довольно просто построенную внутриплатформенную структуру. В северной ее части наблюдается моноклинальное залегание пластов с очень пологим падением в южных румбах, в южной части отмечаются довольно резко выраженные дислокации: здесь прослеживается серия антиклинальных и синклиналичных складок субширотного и северо-западного направления, простирание осей которых находится в полном соответствии

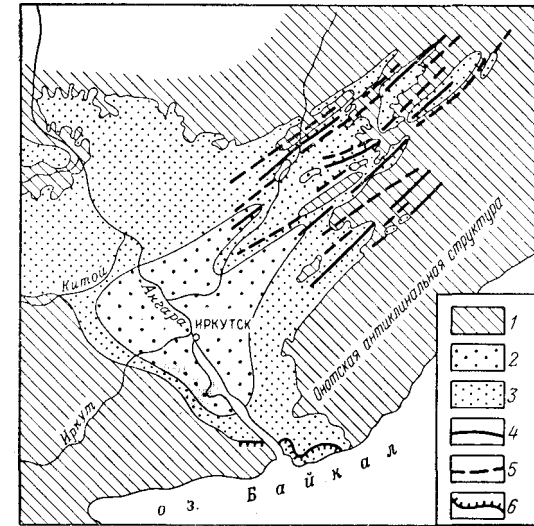


Рис. 12. Схема строения восточной части Иркутской впадины (по Б. А. Иванову).

1 — доюрские породы; 2, 3 — юрские отложения с залеганием их основания ниже 150 м (2) и выше 150 м (3) над уровнем моря; 4 — оси дополнительных синклиналей; 5 — оси дополнительных антиклиналей; 6 — Ангарский надвиг

с общим простиранием впадины. Складчатая структура южной части впадины отличается развитием узких антиклиналей килевидной формы с падением в крыльях до $70-75^\circ$, разделенных широкими плоскими синклиналиями; в восточной части впадины складки нередко имеют характер флексурообразных перегибов с некоторой запрокинутостью их средних крыльев к северо-востоку.

В южной части впадины широко развиты разломы, преимущественно имеющие характер крутых надвигов, с надвиганием южных крыльев на северные. Наиболее крупный из них ограничивает впадину с юга, и по нему кристаллические породы фундамента надвинуты на юру, с перекрытием значительной части нижней половины разреза. Крупные надвиги сопровождаются более мелкими взбросами и сбросами с амплитудой в десятки метров. Область развития надвигов не захватывает северной части впадины,

по к югу от нее, во всей области Станового хребта, широко развиты разломы.

В юго-восточной части Сибирской платформы и в прилежащих участках более молодых геосинклинальных складчатых сооружений выделяется область проявления сводово-глыбовых мезозойско-кайнозойских структур, детально изученных Е. В. Павловским и Н. А. Флоренсовым. Область эта по площади очень велика и протягивается от Восточного Саяна почти до Охотского моря (рис. 13).

Сводово-глыбовые дислокации охватывают южную часть платформы, в том числе большую часть территории байкалид, частично захватывают мезозойскую складчатую зону, а на крайнем

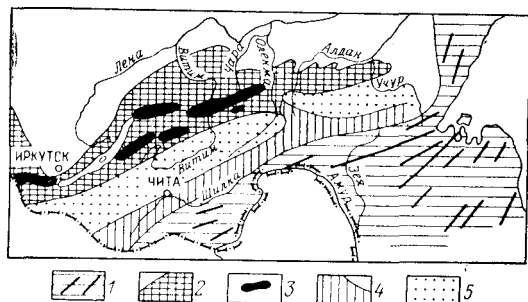


Рис. 13. Область развития сводово-глыбовых структур (по Е. В. Павловскому).

1 — мезозойская складчатая зона; 2 — Байкальское сводовое поднятие; 3 — впадины байкальского типа; 4 — прочие сводовые поднятия; 5 — впадины

западе заходят в пределы каледонид. Таким образом, эти дислокации наложены на складчатые структуры разного возраста. Область сводово-глыбовых дислокаций представляет собой серию очень крупных пологих структур в виде огромных сводовых поднятий и опусканий, протягивающихся по простиранию на многие сотни и даже тысячи километров и осложненных крупными разломами. Наиболее крупная положительная структура — *Байкальское сводовое поднятие* — расположена в северной части этой области. К центральной его части приурочен ряд впадин, заполненных кайнозойскими отложениями, а самая юго-западная из них заполнена водами оз. Байкал. Они представляют собой асимметричные грабен-синклинали, с одной или двух сторон ограниченные разломами. Наиболее крупные среди них — Байкальская, Тункинская, Баргузинская, Верхнеангарская, Муйская и Чуйская; все они получили название впадин «байкальского типа», а область их развития нередко называется «рифтовой». В крайней восточной части Байкальского сводового поднятия вдоль осевой его части проходят крупные разломы, которые не сопровожда-

ются накоплением между ними кайнозойских осадков. Эти разломы фиксируются двумя параллельными дайками габбро-диабазов мощностью до 250 м, протягивающимися на расстояние свыше 100 км.

Имеющиеся геологические данные говорят о длительности развития сводов и впадин. В частности, анализ распространения речной сети показывает, что уже в юрское время происходило формирование сводовых структур, так как в аллювиальных осадках древних долин на склонах Байкальского сводового поднятия обнаружены юрские отложения. Можно думать, что начало формирования сводово-глыбовых дислокаций относится именно к юрскому периоду. Подтверждением этого служит литофациальный состав юры Иркутской впадины, в восточной части которой существенная роль принадлежит конгломератам и даже фангломератам с глыбами местных пород. Совершенно очевидно, что во время накопления этих грубообломочных пород здесь существовала горная страна, за счет размыва которой и сформированы эти толщи. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что процесс образования сводово-глыбовых дислокаций продолжался и в раннем мелу. После этого здесь наступил этап резкого ослабления движений, которые снова возобновились только в неогене и, по-видимому, еще не окончились в настоящее время.

Приведенное описание строения Сибирской платформы позволяет критически рассмотреть главнейшие тектонические схемы, предложенные для нее различными авторами. Принятая при описании в главных чертах схема Н. С. Шатского (рис. 14), выдержала испытание временем и положена в основу широко известных тектонических карт, составленных под руководством этого ученого. Схема тектоники платформы, составленная А. Д. Архангельским, довольно резко отличается от схемы Н. С. Шатского. Главное ее отличие заключается в том, что в центральной части платформы показана обширная область, протягивающаяся в северо-

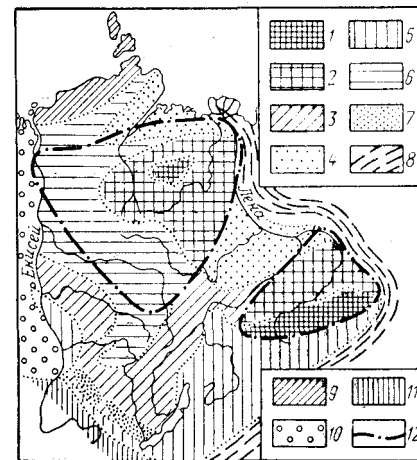


Рис. 14. Тектоническая схема Сибирской платформы (по Н. С. Шатскому).

1 — гнейсовые массивы Северосибирской и Алданской глыб; 2 — древнепалеозойские поля этих глыб; 3 — Ленско-Енисейское нембро-силурийское поле; 4 — Ленско-Вилуйская и Хатангская впадины; 5 — Байкальская складчатая зона; 6 — Тунгуская впадина; 7 — Иркутский и Канско-Енисейский мезозойские бассейны; 8 — альпийская окраинная складчатость; 9 — варисийская складчатая зона; 10 — Западно-Сибирская низменность; 11 — каледонская зона Восточного Саяна; 12 — примерные границы Северосибирской и Алданской глыб

восточном направлении, которая отнесена к каледонским складчатым сооружениям. В эту же возрастную группу попадает и Енисейский кряж (рис. 15). Расположенная восточнее каледонид центральная часть платформы обособлена в качестве самостоятельного структурного элемента. Кроме того, А. Д. Архангельский отнес ее крайнюю, западную, часть, располагающуюся севернее

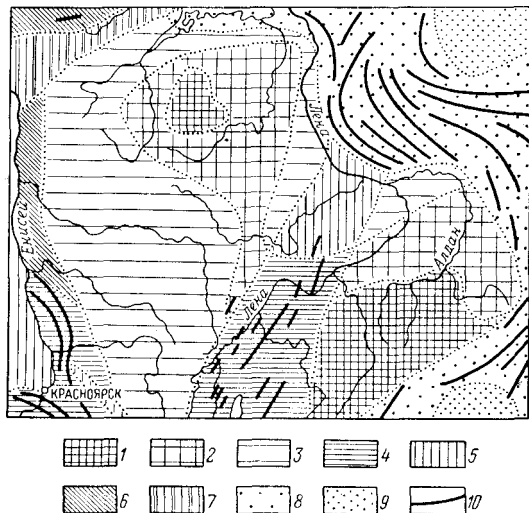


Рис. 15. Тектоническая схема Сибирской платформы (по А. Д. Архангельскому).

1 — районы, в которых докембрий выходит на поверхность или покрыт тонким плащом осадочных пород; 2 — районы с неглубоким залеганием докембрийского фундамента; 3 — районы с глубоким залеганием докембрийского фундамента; 4 — районы с поверхностным залеганием складчатого древнепалеозойского фундамента; 5 — районы с глубоким залеганием древнепалеозойского фундамента; 6 — районы с поверхностным залеганием верхнепалеозойского фундамента; 7 — районы с глубоким залеганием верхнепалеозойского фундамента; 8 — районы с поверхностным залеганием мезозойского фундамента; 9 — срединные массивы мезозойской складчатости; 10 — простираение мезозойской складчатости

Енисейского кряжа, к герцинским складчатым сооружениям. Таким образом, А. Д. Архангельский понимал Сибирскую платформу в резко суженном объеме [3-1].

Рассмотрим теперь те данные, которые послужили А. Д. Архангельскому основанием для исключения из состава платформы различных ее частей. Складчатые сооружения, которые понимались этим ученым как каледониды, в настоящее время достаточно уверенно могут быть отнесены к платформенным структурам. В этом смысле никаких сомнений не остается в отношении той части платформы, которая прилегает к Енисейскому кряжу, где локальные, хотя и довольно интенсивные дислокации нижнего палеозоя связаны с разрывами. Единственный регион, который до настоящего времени вызывает дискуссию среди геологов, — это область

располагающаяся непосредственно к западу от Байкала, где нижнепалеозойские отложения интенсивно смяты в складки (Приленская складчатая зона). Однако из приведенного описания видно, что эти дислокации вместе со структурами «литвинцевского типа» представляют собой единую крупную структуру, переходную

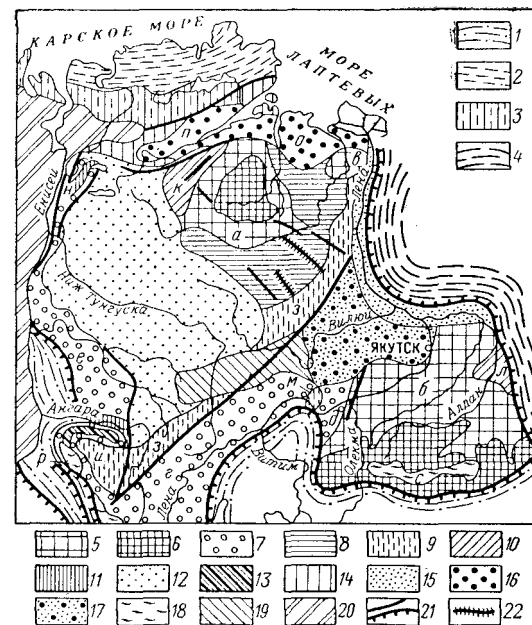


Рис. 16. Тектоническая схема Сибирской платформы (по Т. Н. Спизарскому).

1 — Байкальская складчатая система; 2 — Таймырская складчатая система; 3 — Таймырская складчатая система под мезозойско-кайнозойским чехлом; 4 — Верхояно-Чукотская складчатая система; 5 — антеклизы: а — Анабарская; б — Алданская; в — Оленекская; 6 — кристаллический фундамент в антеклизях; 7 — передовые прогибы первого этапа развития платформы: г — Прибайкало-Саянский, 8 — Березовский, е — Приенисейский; 8 — Оленекский прогиб; 9 — поднятия: ж — Мархинское, з — Катангское, и — Чунское; 10 — впадины: к — Котуйская, л — Майская; 11 — зоны складок на продолжении входящих углов: м — Уринская, н — Хантайско-Рыбинская; 12 — Тунгусская синеклиза; 13 — Тасеевский унаследованный прогиб; 14 — Притаймырский передовой прогиб; 15 — Приверхоанский передовой прогиб; 16 — прогибы: о — Лено-Анабарский, п — Хатангский; 17 — Вилюйская синеклиза; 18 — предгорные прогибы: р — Присаянский, с — Пристановой; 19 — Ангаро-Вилюйский наложенный прогиб; 20 — Западносибирская плита; 21 — зоны разрывов (внутриплатформенные и краевые); 22 — вали

между геосинклинальной областью байкалид и платформой (Предбайкальский краевой прогиб).

Краевая западная часть платформы между Енисейским кряжем и Норильским плато была отнесена А. Д. Архангельским к герцинским складчатым сооружениям на том основании, что в районе Туруханского поднятия средне- и верхнепалеозойские отложения смяты в складки. Однако характер этой складчатости ко времени составления рассматриваемой схемы детально не был изучен. Более поздние исследования показали, что развитые здесь складки

имеют типично платформенный характер и поэтому вся эта область должна быть включена в состав платформы, как это и сделано Н. С. Шатским на тектонических картах СССР.

Ряд исследователей при геологическом районировании исключает из состава Сибирской платформы Байкальскую складчатую область, например, это сделано Т. Н. Спичарским на его тектонической схеме (рис. 16). При этом в состав Байкальской области включаются не только байкалиды в том объеме, как они описаны выше, но также Восточный Саян и Енисейский кряж.

Данные о глубинном строении земной коры Сибирской платформы очень скудны. По-видимому, для большей части платформы мощность коры составляет 36—40 км (при одинаковой, примерно, мощности «гранитного» и «базальтового» слоев) и только в Байкальской складчатой области увеличивается до 45 км за счет «гранитного» слоя, достигающего 24—28 км. Несколько большие колебания отмечаются для прибайкальской «рифтовой» области, где мощность коры изменяется в пределах от 33 до 57 км, «гранитного» слоя — 13—23 км, «базальтового» — 16—30 км. В большинстве крупных структурных элементов, вероятно, имеется прямое соответствие рельефа фундамента и поверхности Мохо и только в Вилуйской синеклизе образуемые ими формы являются обращенными, а в Енисейском и Туруханском поднятиях — несогласными [10-1].

Полезные ископаемые

На Сибирской платформе в платформенный этап развития возникли многочисленные экзогенные месторождения, но в отличие от Русской платформы здесь довольно широко представлена и группа эндогенных месторождений. Эти различия объясняются тем, что на Сибирской платформе интрузивный магматизм платформенного этапа был значительно более интенсивным и многообразным.

Наибольшее количество магматогенных месторождений связано с трапповой формацией. В северо-западной части платформы известны ликвационные месторождения меди и никеля в сопровождении платиноидов, а также гидротермальные медно-никелевые месторождения. Руды, состоящие из пирротина, пентландита, халькопирита и магнетита, образуют шпирсы, линзы, жилы, а также вкрапленность в крупных дифференцированных массивах интрузивных траппов (Норильское, Талнахское и другие месторождения Норильского рудного района).

К ультраосновным породам приурочены скопления титаномагнетита, образующего обогащенные участки в Гулинском и других интрузивах.

В связи с траппами известны два типа железорудных месторождений — контактово-метасоматические и гидротермальные. Первые представлены магнетитовыми рудами, образующими пла-

стообразные и линзообразные залежи в карбонатных породах (Камышевский Байкитик, Тынокит, Макус и др.). Вторые представляют собой генетически очень оригинальные образования. Крутопадающие жилы магнетитовых руд приурочены к зонам разрывных нарушений в скарпах, образованных при воздействии траппов на туфы и карбонатные породы. Возможно, что некоторые рудные тела приурочены к вулканическим трубкам. Месторождения этого типа образуют давно известную Ангаро-Илимскую группу, включающую такие месторождения, как Коршуновское, Рудногорское, Красноярское и Татьянинское.

Магматогенное происхождение имеет также ряд месторождений нерудного минерального сырья. Наиболее важное значение имеют месторождения алмазов, связанные с кимберлитами алмазоносных вулканических трубок, о которых говорилось выше. В скарпах, связанных с Гулинским интрузивом, обнаружены промышленные скопления флогопита. Своеобразные гидротермально-метаморфические месторождения исландского шпата приурочены к эффузивным и интрузивным траппам.

С траппами связано также образование Туруханских месторождений графита (Курейкинское и др.); мощные (до 15—20 м) пластообразные тела скрытокристаллического графита образовались под воздействием интрузии траппов путем метаморфизма каменных углей продуктивной толщи тунгусского комплекса.

Из других магматогенных месторождений промышленное значение имеет золотое оруденение Алдана, связанное с позднеюрским комплексом щелочных и кислых пород. В Центрально-алданском районе золото добывается из метасоматических залежей, часто очень сложной конфигурации, приуроченных к известнякам кембрия, а также из кварцевых жил простой формы (месторождение Лебедино и др.).

В юго-западной части Алдано-Витимского щита протягивается субшироко золото-молибденовый пояс, выделенный С. С. Смирновым. В нем находятся Дарасунское и Ключевское золоторудные, Давендинское молибденовое и другие месторождения, парагенетически связанные с гранитоидным комплексом малых интрузий.

В Западном Забайкалье известен ряд эпitherмальных флюоритовых месторождений послераннемелового возраста, парагенетически связанных с дайками щелочных пород — Хурайское, Шаралдайское, Манжикское, Бурип-Ула и др.

Большое народнохозяйственное значение имеют угольные бассейны бурых и каменных энергетических углей. В Тунгусском бассейне каменные угли, в том числе коксующиеся, имеют позднепалеозойский возраст, а в Вилуйском — позднеюрский — раннемеловой. Запасы коксующихся углей содержит Южнокутский бассейн, а каменных и бурых — Канский и Иркутский. В трех последних бассейнах угли имеют юрский возраст.

Значительная по площади средняя часть платформы, протягивающаяся от предгорий Восточного Саяна до Вилюйской синеклизы, представляет собой огромную соленосную провинцию. Мощные пласты соли находятся здесь в отложениях нижнего кембрия и разрабатываются на ряде месторождений — Усольском, Сунтарском и др. Соленосные толщи содержат также крупные залежи гипса и ангидрита.

Нижнекембрийские отложения, так же как и некоторые другие, являются перспективными на нефть и газ: в этих отложениях в бассейне верховьев Лены открыто Марковское газоконденсатное месторождение, а значительные нефтегазопроявления известны во многих пунктах. Среди газовых месторождений в первую очередь необходимо отметить Усть-Вилюйское, содержащее запасы газа в юрских отложениях.

В криволуцких отложениях среднего ордовика определенный интерес представляют фосфориты, местами достигающие промышленных концентраций.

На склонах Енисейского кряжа в нижнекембрийских карбонатных породах обнаружены месторождения бокситов, связанные с корой выветривания палеогенового возраста, — Татарское, Рыбинское и др. В связи с созданием на Ангаре и Енисее каскада гигантских электростанций в качестве алюминиевого сырья приобрели большое значение нефелиновые сиениты Кийского и Среднетатарского массивов.

На Сибирской платформе располагается несколько широко известных золотоносных районов, где преимущественно или исключительно разрабатываются россыпные месторождения. Золотые россыпи, часто тесно связанные с коренными источниками, известны в Енисейском кряже. Россыпные месторождения золота давно эксплуатируются на Патомском нагорье — в Ленском золотоносном районе. Россыпи этого района связаны с разрушением пиритизированных зон, содержащих золото, и золотоносных кварцевых жил. Россыпи Алданского массива здесь нередко имеют тесную связь с коренными источниками золота. Небольшие золотые россыпи известны в зоне гнейсоидов Станового хребта, где они связаны с разрушением мелких непромышленных золотоносных кварцевых жил.

Кроме золота, имеются россыпи алмазов в антропогеновых, третичных и юрских отложениях, а также титановые россыпи, содержащие ильменит и титаномагнетит.

Заслуживают упоминания каолиновые месторождения юрского возраста в Иркутской области, а также многочисленные месторождения разнообразных стройматериалов.

Основные этапы развития

В платформенный этап развития Сибирская платформа, так же как и Русская, вступила неодновременно в разных своих частях. В то время, когда на западной, восточной и юго-восточной ее

окраинах еще существовал геосинклинальный режим, в других участках уже в среднем протерозое начал формироваться платформенный чехол, и только после завершения байкальской складчатости вся рассматриваемая территория стала платформой.

Формирование платформенного чехла в течение среднего — позднего протерозоя местами находится в тесной связи с движениями в соседних геосинклиналях, примером чего может служить восточная окраина Алдано-Витимского щита. Средне-верхнепротерозойские отложения, выполняющие Юдомо-Майский прогиб и покрывающие прилежащие части щита, представлены в сходных литофациях, но резко отличаются мощностями и характером тектонических деформаций. В связи с интенсивными движениями в прогибе, по-видимому, находится также образование разломов в краевой части щита, которыми воспользовались магматические расплавы, сформировавшие серию небольших гиабиссальных интрузивных массивов. В других районах накопление средне-верхнепротерозойских толщ происходило в условиях нисходящих движений, охвативших значительные по площади участки. Движения этого первого этапа продолжались и в начале палеозойской эры, причем ранний кембрий был эпохой резко выраженной нивелировки тектонического режима, когда в опускания была вовлечена вся платформа.

История второго — раннепалеозойского этапа выявлена еще далеко не полно.

Согласно имеющимся данным можно предположить, что после повсеместных опусканий в раннем кембрии наступил период дифференциальных тектонических движений, в процессе которых одни участки платформы продолжали погружаться, а другие были вовлечены в поднятия. В результате к концу раннего палеозоя (точнее, к концу силура, тесно связанного с раннепалеозойским этапом развития) в тектонической структуре платформы обособились крупные поднятия и прогибы, выделяемые с той или иной степенью достоверности. Наиболее крупное и сложнопостроенное поднятие было сформировано в ее юго-восточной части, в результате слияния воедино Алдано-Витимского щита и складчатой системы байкалид. Это огромное Байкало-Алданское поднятие на протяжении всей последующей истории больше не испытывало значительных прогибаний. В юго-западной части платформы располагалось Восточносаянское краевое поднятие, а севернее последнего — Енисейская антеклиза. На севере, в области современного Анабарского массива обособилась Анабарская антеклиза, а также Оленекское и Мунское поднятия, склоны которых, вероятно, прослеживались на восток, далеко за пределы нынешней границы платформы. Между Байкало-Алданским поднятием и Енисейской антеклизой в нижнем палеозое были, по-видимому, сформированы еще две антеклизы — Чуно-Ангарская и Катангская. Следует при этом подчеркнуть, что наиболее «консервативными» структурными элементами являются Байкало-Алданское

и Восточносибирское поднятия, которые не вовлекались в погружения по крайней мере со среднего кембрия.

Наряду с перечисленными положительными структурными элементами были сформированы и отрицательные. Наиболее четко был выражен Ангаро-Ленский прогиб, отделявший Байкало-Алданское поднятие от Катангской антеклизы. Оформилась в том виде, как мы ее наблюдаем в современной структуре, Оленекская синеклиза. Между Анабарской антеклизой, с одной стороны, и Енисейской — с другой, вырисовывалась обширная синеклиза с расплывчатыми очертаниями. Довольно узкие прогибы отделяли Енисейскую антеклизу от Катангской, а Чуно-Ангарскую — от Восточносибирского поднятия.

В течение среднего палеозоя, отвечающего третьему этапу развития платформы, коренных изменений в каледонской ее структуре не произошло. По сравнению с ранним, а также поздним палеозоем это был период значительного тектонического покоя. В девоне и раннем карбоне продолжались относительно слабые прогибания между Анабарской и Енисейской антеклизами, а в северо-западном углу платформы начало зарождаться Хантайско-Рыбинское поднятие. В западной части нынешней Вилюйской синеклизы оформилась плоская впадина, на основе которой позднее и была заложена эта синеклиза. Небольшая Рыбинская впадина начала формироваться в раннем девоне в юго-западной части платформы, а в позднем девоне прогибания захватили и Канско-Тасеевскую впадину. Благодаря возникновению Рыбинской впадины Енисейское и Восточносибирское поднятия были разобщены. Обширные пространства других частей платформы, по-видимому, испытывали поднятия.

При сравнении ранне- и среднепалеозойской истории Сибирской и Русской платформ бросаются в глаза значительные отличия в характере тектонических движений. На Сибирской платформе интенсивные раннепалеозойские прогибания охватили почти всю ее территорию, тогда как в среднем палеозое нисходящие движения были значительно более слабыми и локализовались главным образом в западной ее части. На Русской платформе отмечается обратная картина: наиболее интенсивные прогибания, охватившие огромную площадь, приходится на средний палеозой. Такие отличия в характере тектонических движений, по-видимому, тесно связаны с периодами наиболее сильных прогибаний в геосинклиналях соответствующего возраста, примыкавших к платформам. Это подтверждается распространением каледонских и герцинских складчатых геосинклинальных областей по периферии обеих платформ и находится в полном соответствии с правилом Карпинского. В связи с этим можно высказать предположение, что в северо-восточной части Западносибирской плиты под платформенным чехлом погребены складчатые сооружения раннегерцинского возраста.

Очень резко выраженные тектонические движения характе-

ризуют четвертый — позднегерцинский — этап развития платформы, закончившийся в раннем или среднем триасе. Именно в этот этап была сформирована громадная Тунгусская синеклиза. В северо-западной части она, по-видимому, унаследовала ранне-среднепалеозойскую синеклизу, а на юге и востоке развилась в значительной мере на основе Катангской и Чуно-Ангарской антеклиз, в результате чего в современной структуре ее отделяет от Ангаро-Ленского прогиба только узкий Катангский вал. В формировании Тунгусской синеклизы первостепенная роль принадлежит краевым и внутриплатформенным глубинным разломам, с которыми связано перемещение в верхний структурный этаж огромных масс трапповой магмы.

Вулканическая деятельность этого этапа, насыщенного бурными событиями, началась в пермском периоде с массовых выбросов пирокластических продуктов и излияний небольших порций магмы из близко расположенных друг к другу вулканов ареального типа. Позднее извержения магмы из вулканов центрального типа и в виде трещинных излияний начали играть ведущую роль. Покровы и потоки вместе с силлами и другими резко гипабиссальными интрузивными телами образовали трапповую формацию. Процессы дифференциации в некоторых крупных интрузивных телах дали начало медно-никелевым рудам, а также ряду гидротермальных месторождений. В это же время, вероятно, возникла и главная масса вулканических алмазоносных трубок.

На северо-восточной окраине платформы в перми и раннем триасе также происходили локальные опускания, связанные с интенсивным погружением в соседней Верхоянской геосинклинали. Эти опускания охватили северо-восточную часть нынешней Вилюйской синеклизы.

Значительные тектонические движения, сопровождавшиеся магматической деятельностью и возникновением ряда новообразованных структурных форм, происходили в мезозойский этап. Важнейший структурный элемент, окончательно оформившийся в это время — это Вилюйская синеклиза. Образование ее теснейшим образом связано с Предверхоанским краевым прогибом, граница с которым носит в большинстве мест условный характер. Синеклиза унаследовала средне- и верхнепалеозойские прогибы и рядом исследователей рассматривается как поперечный прогиб в теле Сибирской платформы, связанный в своем развитии с Верхоянской складчатой зоной.

В западной и юго-западной частях платформы в юре формируется ряд прогибов. Широкий, очень неглубокий и крайне пологий Ангаро-Вилюйский прогиб, выполненный маломощными нижнеюрскими осадками, осложняет юго-восточный борт Тунгусской синеклизы. Он протягивается в юго-западном направлении, наследуя направление Катангского вала и Ангаро-Ленского прогиба. Иркутская, Канско-Тасеевская и Рыбинская впадины

формировались более длительное время, так как они выполнены нижне- и среднеюрскими отложениями.

Широкое развитие угленосных толщ в средней и верхней юре, а также нижнем мелу показывает, что это были важные эпохи угленакопления.

С юрским периодом связано начало формирования своеобразных сводово-глыбовых дислокаций в юго-восточной части платформы. Образование огромных сводообразных вздутий и разделяющих их депрессий, а также многочисленных впадин сопровождалось многообразно проявленной магматической деятельностью. В это время на южной окраине Алданского кристаллического массива образовались такие впадины, как Чульманская, Токовская и ряд более мелких, выполненных среднеюрскими угленосными отложениями. Энергичные поднятия продолжались здесь в течение раннего мела, так как осадки этого возраста, несомненно возникшие за счет денудации в области Станового хребта, выполняют даже внутренние части Вилуйской синеклизы. С началом рассматриваемого периода связаны субщелочные и кислые эффузии Алданского массива и внедрение по глубинным разломам базальтовой магмы, в результате чего были сформированы гигантские дайки основных пород. Однако наиболее энергичная магматическая деятельность падает на конец юрского периода. В это время внедрялись многочисленные золотоносные щелочные и кислые интрузивы, имеющие типично платформенный характер во внутренних частях Алданского массива. В области Станового хребта формировался своеобразный интрузивно-эффузивный (вулканоплутонический) комплекс, имеющий черты как платформенных, так и геосинклинальных магматических формаций. Породы сходного типа имеют здесь и меловой возраст, подчеркивая тем самым длительность формирования сводово-глыбовых структур.

Последний, кайнозойский этап характеризуется спокойным тектоническим режимом. Довольно энергичные тектонические движения — особенно в неогене и антропогене — происходили только на юго-востоке платформы, где в качестве особого структурного элемента окончательно оформилась область сводово-глыбовых дислокаций. Многочисленные впадины «байкальского типа» интенсивно заполнялись в это время осадками и были участками локального проявления затухающей вулканической деятельности.

При сравнении альпийского этапа развития Сибирской и Русской платформ особенно отчетливо проявляется связь режима тектонических движений платформы с движениями в соседних геосинклинальных областях. Сибирская платформа нигде не граничит с молодыми — альпийскими геосинклиналями и кайнозойский этап ее развития наиболее спокоен в тектоническом отношении. Южная часть Русской платформы, которую вместе со Скифской плитой ограничивают с юга крупные альпийские геосинклинали, испытывала в кайнозойские энергичные опускания,

в результате чего обширные ее пространства были покрыты осадками палеогена, неогена и антропогена.

Таким образом, на примере Сибирской платформы подтверждаются некоторые важные тектонические закономерности, выявившиеся при изучении Русской платформы. Это в первую очередь относится: 1) к взаимоотношению движений на платформе и в соседних складчатых геосинклинальных областях, выраженных в правиле Карпинского; 2) к происхождению платформенных структур первого и второго порядка, возникающих в результате тектонических движений, присущих самой платформе; 3) к роли глубинных разломов, которые не только обуславливают возникновение крупнейших синеклиз и антеклиз и многих осложняющих их структурных форм, но и определяют контуры самой платформы; 4) к широкому проявлению унаследованности в формировании структур, хотя эта последняя закономерность выявляется на Сибирской платформе по сравнению с Русской не столь ярко впрочем, это может быть в значительной мере обусловлено тем что структура фундамента изучена еще далеко не достаточно.

Глава вторая

ОБЛАСТИ ПАЛЕЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

ТАЙМЫР И СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

Складчатая область Таймыра и Северной Земли, называемая в дальнейшем Таймырской складчатой областью, располагается к северо-западу от Сибирской платформы, отделяясь от нее Таймырской низменностью. Большая северная часть Горного Таймыра вместе с островами Северной Земли обычно относится к каледонидам, а южная его часть относится к своеобразным складчатым сооружениям герцинского возраста.

В северной части Таймырского полуострова в субширотном направлении протягивается хребет Бырранга, представляющий собой систему горных гряд, разделенных пониженными участками, имеющими холмисто-увалистый рельеф. Самая высокая южная гряда местами довольно резко обрывается к Таймырской низменности. Наибольшие высоты приурочены к восточной части этой гряды и достигают 1200 м. Гряды Бырранги местами представляют собой протяженные столообразные возвышенности, часто особенно отчетливо выраженные благодаря тому, что здесь в формировании рельефа существенную роль играют отпрепарированные денудацией силлы траппов. Они чередуются с участками, несущими ледниковые формы рельефа. В юго-восточной части полуострова — несколько южнее главной гряды Бырранги, выделяются две небольшие грядовые возвышенности — Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас с высотами до 600—650 м.

В архипелаг Северной Земли входит группа крупных островов — Октябрьской Революции, Большевик, Комсомолец, Пионер — и значительное количество более мелких. Примерно 45% всей поверхности Северной Земли покрыто льдом, поэтому изучение геологического строения этой территории очень затруднено. По сравнению с Таймыром острова Северной Земли значительно меньше возвышаются над уровнем океана. Большая часть их поверхности представляет собой платообразные участки, в той или иной степени изрезанные эрозией.

Сведения о геологии этих отдаленных, труднодоступных регионов еще далеко не полны, систематические исследования приобрели здесь широкий размах только в послевоенные годы.

Северная Земля открыта всего около 60 лет назад экспедицией Б. А. Вилькицкого, первые же географические сведения о Таймыре были получены свыше 200 лет тому назад в результате исследований, проведенных Великой Северной экспедицией. В работах Северной экспедиции середины XVIII в. принимали участие такие знаменитые полярные исследователи, как Д. Лаптев, Х. Лаптев, В. Прончищев, С. Челюскин и другие, имена которых увековечены во многих географических названиях центрального сектора Советской Арктики.

В XIX в. и в первой четверти XX в. много сведений об этих районах, в том числе и геологических, было получено от известных исследователей Севера А. Ф. Миддендорфа, Э. В. Толля, И. П. Толмачева, О. О. Баклунда, Н. А. Бегичева, А. Э. Норденшельда, Ф. Нансена и др.

Более подробные данные о геологии Таймыра и архипелага Северной Земли получены только в советское время, но вначале они были отрывочными. Систематические геологосъемочные работы начаты здесь только в 1946 г. группой геологов Арктического института и треста «Арктикразведка». В коллективе арктических геологов, который много сделал для познания геологии Таймыра и островов Северной Земли, работали В. А. Вакар, П. С. Воронов, А. М. Даминова, В. Д. Дибнер, Б. Х. Егiazаров, Е. М. Люткевич, Ф. Г. Марков, И. М. Мигаи, М. Г. Равич, В. П. Тебеньков, Н. Н. Урванцев и многие другие.

Стратиграфия

В геологическом строении Таймырской складчатой области принимают участие породы главным образом докембрийского и палеозойского возраста; более молодые геологические образования играют подчиненную роль.

Протерозой. Наиболее древние породы, относящиеся к протерозою, слагают обширную территорию в северной части полуострова Таймыр, а также о. Большевик и восточную часть о. Октябрьской Революции.

На Таймыре эти отложения по степени метаморфизма отчетливо разделяются на две толщи — кристаллическую и метаморфическую и имеют мощность до 6 км. Первую из них слагают гранат-биотитовые, биотитовые, биотит-роговообманковые и другие гнейсы и кристаллические сланцы; подчиненное значение имеют гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и ставролитом, амфиболиты, кристаллические сланцы с графитом. Вторая толща представлена разнообразными зелеными сланцами — эпидот-хлорит-кварцевыми, хлорит-серицитовыми, актинолит-эпидотовыми

и др., метаморфизованными аркозовыми песчаниками, кварцитами и мраморизованными карбонатными породами. По мнению большинства исследователей, метаморфическая толща имеет позднепротерозойский возраст и залегает с разрывом и угловым несогласием на гнейсах и кристаллических сланцах, которые относятся к нижнему протерозою. Однако некоторые геологи думают, что толща кристаллических пород образовалась в результате метаморфических преобразований единого верхнепротерозойского комплекса, при внедрении в него позднепалеозойских гранитов.

Более молодой позднепротерозойский возраст имеет терригенно-карбонатный комплекс, который залегает на метаморфических породах с угловым несогласием и также несогласно перекрывается кембрием. Главная роль в составе комплекса, имеющего такую мощность до 5 км, принадлежит доломитам и мергелям, чередующимся с конгломератами, песчаниками и сланцами. В этих породах встречаются водоросли и споры.

На *Северной Земле* верхнепротерозойские отложения представлены в нижней части разрезов хлорит-серицит-кварцевыми сланцами и филлитами с прослоями песчаников, известковых и мергелистых сланцев, а выше — песчаниками, с которыми переслаиваются вулканогенные породы кислого и среднего состава. Низы толщи имеют мощность до 2,5 км, а верхи 1,5—2 км. Эти отложения параллелизуются с верхней частью метаморфической толщи Таймыра.

Верхняя часть верхнего протерозоя представлена конгломератами, песчаниками и сланцами с прослоями мергелей и пластовыми залежами кварцевых порфиров. Мощность его достигает 1500 м.

К е м б р и й. В северной половине п-ова Таймыр и на о. Октябрьской Революции наряду с докембрийскими породами широко развиты отложения нижнего палеозоя и силура.

На *Таймыре* кембрий представлен толщей известняков и подчиненных доломитов мощностью от 600 до 1200 м. На востоке, где разрез наиболее полный, в основании его залегает маломощная пачка конгломератов, песчаников и аргиллитов; фауна трилобитов позволяет выделить здесь все ярусы кембрия. В западной части полуострова развита только нижняя половина системы.

На *Северной Земле* кембрий сложен песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными им песчанстыми известняками в верхней части разреза. Эти отложения мощностью до 3 км характеризованы фауной брахиопод.

О р д о в и к. На *Таймыре* ордовик залегает на кембрии согласно и представлен всеми отделами. Нижний отдел (до 550 м) везде сложен довольно однообразной известняково-сланцевой толщей с граптолитами. Средний ордовик образует две различные литофацальные зоны: северо-западную сланцевую и юго-восточную карбонатную. В разрезах северо-западной зоны главная

роль принадлежит аргиллитам и глинистым сланцам, среди которых изредка встречаются прослои глинистых известняков и доломитов; мощность от 300 до 600 м. Здесь встречены обильные граптолиты, позволяющие произвести ярусное деление. В юго-восточной зоне, которая обнаруживает постепенные переходы к северо-западной, развиты известняки и мергели, отчасти известковистые аргиллиты, содержащие фауну брахиопод, трилобитов, мшанок; мощность отложений достигает здесь 1200 м. Верхний ордовик представлен в сходных литофациях со средним, образуя такие же две зоны. Сланцевая толща северо-западной зоны имеет мощность от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а карбонатные отложения юго-восточной зоны — от 300 до 700 м. В карбонатных породах содержится богатая фауна кораллов, мшанок, брахиопод, трилобитов и наутилоидей.

На *Северной Земле* ордовик залегает на кембрии с угловым несогласием и разделяется на две толщи. Нижняя из них (до 400—450 м) сложена песчаниками и доломитами с прослоями известняков и содержит нижнеордовикскую фауну — *Finkelnburgia* и *Angarella*. Нерасчлененные средне-верхнеордовикские отложения выражены пестроцветной терригенно-карбонатной толщей, местами загипсованной, имеющей мощность 1800—2000 м.

С и л у р. Силурийские отложения на *Таймыре* очень сходны со средне- и верхнеордовикскими, с которыми они образуют единую толщу и обычно связаны постепенными переходами. В северо-западной зоне они представлены глинистыми и кремнистыми сланцами, реже известковистыми сланцами и глинистыми известняками мощностью от 300 до 500 м. По направлению на юго-восток они постепенно сменяются карбонатными породами — известняками и доломитами, местами с кремнями — от 600 до 800 м. В карбонатной зоне обнаружены трилобиты, гастроподы, брахиоподы, кораллы и мшанки лландовери и венлока. Верхний силур мощностью менее 100 м палеонтологически охарактеризован очень бедно.

На *Северной Земле* к лландовери относится толща до 500 м известняков и подчиненных доломитов в верхней части разреза, залегающих на различных горизонтах ордовика с угловым несогласием. Венлокские отложения примерно такой же мощности сложены известняками с подчиненными доломитами и редкими маломощными прослоями песчаников. Верхний силур имеет также в основном карбонатный состав, но по сравнению с венлоком в нем несколько большую роль играют прослои песчаников и, кроме того, в верхней части разреза появляются гипсы. Мощность верхнего силура достигает 500—600 м. Во всех этих отложениях содержится разнообразная фауна — брахиоподы, строматопоры, наутилоидеи, остракоды.

Д е в о н. Девонские отложения материковой и островной части рассматриваемой территории резко отличаются по фациям и относятся к различным группам формаций. На Таймыре они

развиты в виде разобщенных участков среди полей силурийских пород, слагая крылья складок и ядра синклиналей. На архипелаге ими сложена западная часть о. Октябрьской Революции и почти целиком о. Пионер, а также о. Комсомолец в той его части, которая свободна от ледового покрова.

На Таймыре отложения девона представлены всеми отделами, но развиты они обособленно. Нижнедевонские отложения обнаружены только в западной части, где они имеют постепенный переход к силурийским. Сложены они толщей известняков с прослоями мергелей, черных глинистых сланцев и содержат гипсоносные осадки мощностью до 100—150 м в верхах разреза. К верхней части толщи приурочены также красноцветные песчано-глинистые породы с конгломератами. Общая мощность нижнего девона 600—700 м. В нем содержатся кораллы, брахиоподы, панцирные рыбы, трилобиты, в том числе *Rhynchonella (Camarotoechia) nympha* и *Porolepis*.

Среднедевонские отложения известны также на западе и залегают на размытой поверхности силура. Они всюду представлены однообразной карбонатной толщей до 700 м, состоящей из известняков и доломитов с редкими прослоями глинистых сланцев. Фаунистические остатки, в том числе *Atrypa zonata*, *A. ex gr. reticularis*, *Stringocephalus burtini* позволяют выделить эйфельский и живетский ярусы. На юго-восточной окраине полуострова среднедевонские отложения представлены 100-метровой толщей гипсов и карбонатных пород.

Верхний девон на западе выступает в разобщенных выходах и представлен чередующимися в разрезе глинистыми сланцами и известняками, к которым местами присоединяются песчаники; мощность его до 800 м. В восточной части полуострова развиты известняки (от 300 до 700 м), образующие постепенные переходы к карбонатной толще среднего девона. Фауна представлена как франскими формами — *Manticoceras*, *Rhynchonella (Camarotoechia) ex gr. livonica*, *Rh. (Hypothyridina) ex gr. cuboides*, так и фаменскими *Cyrtospirifer ex gr. tenticulum*, *C. cf. archiaci*.

На Северной Земле девон резко отличается от подстилающих отложений и представлен красноцветной лагунно-континентальной формацией, которая залегает на силуре с разрывом и четко выраженным угловым несогласием.

В основании нижнего отдела обычно находятся конгломераты, которые выше сменяются чередующимися песчаниками, известняками, мергелями и доломитами, часто с гипсами в верхней части разрезов общей мощностью 550—750 м.

Средний девон местами имеет существенно терригенный состав. Среди красноцветных песчаников с диагональной слоистостью встречаются прослои известняков и мергелей, а также линзы и прослойки гипсов. В них найдены остатки пресноводных панцирных акул — *Cocosteus livonicus*. В других пунктах отдел сложен доломитами, известняками и мергелями с редкими прослоями

песчаников внизу и мощными горизонтами гипсов в верхней части разрезов. В них обнаружена богатая фауна брахиопод, пелеципод, наутилоидей, кораллов, трилобитов, остракод и панцирных рыб. Мощность среднего отдела 400—500 м.

Верхний девон (от 200 до 400 м) сложен красными косослоистыми песчаниками с прослоями доломитов, известняков, конгломератов и глинистых сланцев.

К а р б о н. Каменноугольные отложения встречаются на Таймыре в виде небольших разобщенных выходов, обычно вместе с верхним девоном, причем относительно широко распространены только нижнекаменноугольные осадки; средний отдел имеет крайне ограниченное развитие, а достоверный верхний карбон вообще неизвестен. На Северной Земле каменноугольные отложения отсутствуют, так же как и более молодые палеозойские породы.

Нижний карбон (от 250 до 800 м) сложен темными известняками, иногда чередующимися с доломитами, в других случаях содержащими прослой черных глинистых сланцев. Брахиоподы, наутилоидей, кораллы и другая фауна позволяют выделить все ярусы; в частности, в этих отложениях встречены *Spirifer ex gr. tornacensis*, *S. ex gr. trigonalis* и *S. aff. bisulcatus*.

Средний карбон (от 200 до 450 м) в ряде мест сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков. В других пунктах наблюдаются известняки, перемежающиеся с известковистыми песчаниками и сланцами, или же только карбонатные породы — известняки и доломиты. В них содержится фауна, не позволяющая, однако, произвести ярусное расчленение.

П е р м ь. Пермские отложения занимают обширные пространства на юге, где они слагают главную гряду Бырранги. В большинстве случаев они отделены перерывом от каменноугольных отложений, на которых залегают резко несогласно. Выделяются оба отдела перми, которые местами удается расчленить на ярусы.

В восточной части Таймыра нижняя пермь представлена мощной очень однообразной терригенной толщей, имеющей флишоподный характер. В ее составе принимают участие песчаники, алевролиты и аргиллиты, нередко ритмически чередующиеся в разрезе. На поверхностях напластования часто отмечаются иероглифы. В нижней части этих отложений встречаются маломощные карбонатные прослои, в которых собраны сакмарские брахиоподы и фораминиферы. В средней части толщи появляются маломощные покровы основных лав и их туфов. В прослое известковистых песчаников найдены брахиоподы — *Chonetes brama*, *Productus (Avonia) verkhoianicus* и другие, по-видимому, артинские формы, характерные также для нижней перми Верхоянья. Верхняя часть разрезов состоит из песчаников и алевролитов с подчиненными черными аргиллитами и углисто-глинистыми сланцами. В них встречены обломки древесины, отпечатки листьев, растительный детрит, а также углистые примазки и небольшие

линзочки угля. Эта часть разреза, подстилающая фаунистически охарактеризованные казанские отложения, относится к кунгуру.

В западной части полуострова в нижней части разрезов существенная роль местами принадлежит карбонатным породам с линзами гипса и ангидрита, а в верхней их части встречаются конгломераты и рабочие пласты каменного угля.

Общая мощность нижней перми достигает 2000 м в Восточной части Таймыра и до 3300 м — в западной его половине.

В основании верхней перми залегают крупнозернистые песчаники и местами конгломераты. Выше они сменяются более мелкозернистыми песчаниками, в том числе известковистыми, а еще выше — черными алевролитами и аргиллитами с редкими маломощными прослоями известняков. В известковистых песчаниках найдены брахиоподы и пелециподы из рода *Kolymia*, особенно часто встречающиеся в верхнепермских отложениях Верхоянья. Вышележащая часть разреза снова песчаниковая с подчиненными прослоями маломощных алевролитов и аргиллитов и содержит брахиоподы и пелециподы казанского яруса. Общая мощность отложений достигает 500 м. Верхняя часть перми, относимая к татарскому ярусу, сложена терригенной угленосной толщей до 450 м лагунно-континентального происхождения. В основании ее залегают грубозернистые песчаники, а выше чередуются черные алевролиты, аргиллиты и углисто-глинистые сланцы, местами с прослоями конгломератов и пластами угля, достигающими рабочей мощности. В верхах толщи встречаются прослой туфогенных песчаников и маломощные покровы основных пород.

Частично позднепермский возраст имеет еще одна толща — туфолововая, верхняя часть которой формировалась, по-видимому, уже в раннем триасе. В ряде мест она лежит несогласно и с размывом на более древних породах. Толща эта сложена покровами основных лав и их туфами и содержит прослой песчано-глинистого состава с остатками наземной флоры и пресноводной фауны. Мощность ее колеблется в значительных пределах — от 100 до 1000 м.

Триас. Индивидуализированные отложения системы известны только в юго-восточной части Таймыра. Нижний отдел сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами с фауной головоногих и пелеципод; максимальной мощности (до 400 м) он достигает в гряде Киряка-Тас. Среднетриасовые отложения представлены песчано-сланцевой толщей (до 600—700 м) с прослоями конгломератов и тонкими пропластками каменного угля в верхней части разрезов. Нижняя ее часть содержит анизийскую фауну, а верхняя — только растительные остатки и относится к ладинскому ярусу по своему положению между фаунистически охарактеризованными осадками. В составе верхнего триаса в районе мыса Цветкова выделяется толща (до 230 м) песчано-глинистых пород, содержащая карнийскую фауну, и условно относящаяся

к норийскому ярусу толща такого же состава с растительными остатками мощностью до 140 м.

Юра. Отложения всех трех отделов юры известны в районе мыса Цветкова, где они занимают небольшую площадь и располагаются с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах триаса. Представлены они терригенной толщей, в составе которой главная роль принадлежит алевролитам и песчаникам с прослоями конгломератов, а в верхней части разреза также аргиллитов. В нижней ее части мощностью около 400 м встречена фауна лейаса; доггер также охарактеризован фаунистически и имеет мощность около 450 м, в верхнем отделе (до 500 м) по фауне выделяются отложения келловей и кимериджа, охарактеризованные аммонитами. В других районах Таймыра обнаружены только небольшие изолированные пятна верхнеюрских песчаников и песков мощностью всего в несколько десятков метров.

Сходный характер верхняя юра имеет на о. Большевик.

Мел. Отложения нижнего отдела пользуются незначительным распространением. В юго-восточной части Таймыра валанжин выражен морской толщей (до 400 м) алевролитов и песчаников с многочисленными ацеллами, а выше залегают песчаники и углисто-глинистые сланцы с пластами бурых углей; мощность угленосной толщи около 200 м. В других районах полуострова литологический состав обеих толщ сохраняется, но мощности снижаются до нескольких десятков метров для каждой из них.

Еще меньшую мощность (всего 10—12 м) имеют песчано-глинистые отложения нижнего мела на о. Большевик, где они также содержат морскую фауну валанжина.

Верхнемеловые отложения установлены только в одном пункте — на берегу Пясинского залива, где они представлены песчанистыми известняками с фауной турона — сантона.

Палеоген. Палеоген в виде отдельных выходов среди отложений антропогена установлен только в северной части о. Комсомолец, сложен диагонально-слоистыми песками и песчаниками с остатками древесины и содержит олигоценовый комплекс спор и пыльцы.

Антропоген. Отложения антропогена широко распространены на Таймыре и на островах. Представлены они различными по возрасту и литологическому составу ледниковыми и морскими образованиями среднего и верхнего отделов, а также современными аллювиальными и элювиально-делювиальными отложениями.

Ледниковые образования среднего и верхнего отделов представлены скоплениями эрратических валунов, мореной зырянского оледенения и флювиогляциальными песками и галечниками. Межледниковые песчано-глинистые осадки и морские галечники и пески принимают участие в строении террас.

Магматизм

Магматическая деятельность в Таймырской складчатой области, начавшись в протерозое, продолжалась в течение палеозоя и закончилась в мезозойскую эру. В результате образовалось несколько разновозрастных магматических формаций.

В оценке докембрийского магматизма Таймыра, а также некоторых палеозойских магматических проявлений мнения геологов резко расходятся. По представлениям ряда исследователей, в протерозое выделяются два самостоятельных этапа магматической деятельности: раннепротерозойский и позднепротерозойский. Каждый из них начинается покровными излияниями основной магмы, впоследствии метаморфизованными и превращенными в разнообразные сланцы — кристаллические (нижнего протерозоя) и метаморфические (верхнего протерозоя). Наряду с излияниями в раннем протерозое происходило внедрение пластообразных залежей и линзовидных тел габбро и габбро-норитов, оливковые разности которых имеют друзитовую структуру. Эффузивная деятельность позднего протерозоя сопровождалась внедрением габбро и габбро-диабазов, образующих преимущественно пластообразные тела, реже дайки. В большинстве случаев эти породы превращены в ортоамфиболиты и лишь в центральных частях крупных тел сохранили свои особенности.

Каждый из докембрийских тектоно-магматических этапов завершился внедрением кислой магмы. В период складчатых деформаций раннего протерозоя произошла глубинная инъекция очень широко распространенных порфировидных гнейсовидных гранитоидов или гранито-гнейсов. В результате образовалась сложная система согласных залежей гранитов, реже граносиенитов и гранодиоритов, сопровождающихся крупными мигматитовыми полями и жильной серией — аплитами, пегматитами и редкими кварцевыми жилами. В тесной связи с гнейсовидными гранитоидами находится комплекс несколько более поздних двуслюдяных и мусковитовых гранитов. Массивы этой группы имеют довольно однородный состав, но разнообразны по форме — это факолитобразные и батолитоподобные тела с площадью до 800—900 км², трещинные интрузии и штоки, обладающие ясными секущими контактами. С гранитами этой группы связаны мусковитовые пегматиты. С завершением складкообразовательных движений позднего протерозоя связано внедрение так называемой «формации катаклазированных гранитоидов». Они отличаются особенно интенсивным дислокационным метаморфизмом и часто превращены в ортогнейсы, милониты и катаклазиты. Массивы имеют в плане линзовидные или неправильные очертания, а величина их изменяется от 100 до 600 км². Жильная серия представлена дайками аплитов и разнообразных порфиром.

К палеозойским магматическим породам относятся субщелочные порфировидные гранитоиды. Мас-

сивы этой группы местами прорывают силур и, по-видимому, внедрились в завершающие этапы каледонской эпохи складчатости, что находит подтверждение в отдельных определениях абсолютного возраста, дающих цифру 400 млн. лет. По форме это куполовидные тела, штоки и батолиты, размеры которых в плане иногда превышают 2000 км². По составу эта группа довольно разнообразна: в нее входят граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, граносиениты, сиенит-диориты и сиениты. Многие крупные тела имеют многофазное строение. Жильная фация представлена дайками различных порфиром и пестрой серией лампрофиром — спессартитами, единитами, керсантитами и т. д.

Следует отметить, что все охарактеризованные интрузивные комплексы приурочены к одной и той же структурно-фациальной зоне, отвечающей области распространения метаморфизованных докембрийских пород северного Таймыра.

Изложенная выше последовательность формирования, как и генезис некоторых интрузивных комплексов, оспаривается другими авторами. Так, некоторые геологи не без основания считают, что порфировидные гнейсовидные граниты (гранито-гнейсы) возникли за счет метасоматической гранитизации вмещающих пород. Пегматиты при этом принимаются за образования, сформированные в результате селективного плавления, происшедшего одновременно с процессом метасоматоза.

Другие исследователи полагают, что нижнепротерозойских изверженных пород, так же как и кристаллических сланцев этого возраста, на Таймыре нет, и что все глубоко метаморфизованные породы являются более молодыми образованиями. Комплекс кристаллических сланцев возник в результате прогрессивного метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ верхнего протерозоя, при внедрении в них двуслюдяных и мусковитовых гранитов. Сами эти граниты считаются позднепалеозойскими, что обосновывается геологическими данными и находит подтверждение в цифрах изотопного возраста двуслюдяных гранитов, колеблющихся в пределах от 225 до 270 млн. лет. Уместно, впрочем, отметить, что не только двуслюдяные граниты, но и другие интрузивные комплексы дают такие же цифры изотопного возраста, что может быть объяснено наложением позднепалеозойского метаморфизма в условиях приуроченности всех их к одной структурно-фациальной зоне.

Следующий магматический комплекс представлен на полуострове трапшовой формацией, ничем существенным не отличающейся от соответствующих образований Сибирской платформы. Туфогенные и эффузивные породы в виде покровов слагают туфовую толщу в е р х н е й, частично также н и ж н е й п е р м и — н и ж н е г о т р и а с а, а силлы и дайки приурочены к полю развития пермских отложений, которые местами довольно равномерно насыщены траппами. Силлы обычно имеют мощность 20—30 м, редко до 100—200 м, но в одном месте (возвышенность

Тулай-Кирыяка-Тас) обнаружена огромная интрузивная залежь, мощность которой в восточной ее части превышает 1 км. В результате резко проявленной дифференциации залежь эта отчетливо расслоена и состоит из комагматической серии пород, состав которых меняется от амфиболовых перидотитов до гранитов.

К мезозойскому магматическому этапу на Таймыре относится образование формации малых интрузий щелочного и субщелочного состава. Интрузивные тела, залегающие среди пермских отложений в западной части полуострова, представлены куполами, штоками и трещинными интрузивами уплощенной линзовидной формы с размерами от 1—2 до 20—25 км². Отдельные массивы или группы их сложены гранитоидами либо щелочными породами. Первый ряд образован гранодиоритами и граносиенитами, реже кварцевыми сиенит-диоритами и кварцевыми монцонитами, а второй — нефелиновыми и эгириновыми сиенитами. Некоторые массивы имеют многофазное строение. К этой формации принадлежит обильная жильная серия — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и лампрофиры минетта-керсантитового ряда. Образование формации малых интрузий скорее всего относится к раннему мезозою.

На Северной Земле к позднепротерозойскому тектоно-магматическому этапу относятся покровы эффузивов кислого и среднего состава — фельзиты, кварцевые порфиры и порфириты, их туфы и туфобрекчи. Позднепротерозойский возраст имеют также гипабиссальные тела гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, тесно связанные с эффузивами. Они образуют небольшие, до 25—30 км², штокообразные массивы. К этой же возрастной группе принадлежат небольшие пластообразные тела и дайки метаморфизованных диабазов.

Палеозойские магматические проявления на архипелаге представлены в эффузивной и интрузивной формах. В отложениях кембрия и ордовика известны пластовые тела кварцевых порфиров и фельзитов мощностью до 25—30 м. Интрузивные породы представлены довольно разнообразно на о. Большевик и на восточном побережье о. Октябрьской Революции. Здесь имеется ряд массивов с площадью выхода до 200 км², сложенных порфировидными гранитоидами. По составу они изменяются от гранитов до кварцевых диоритов и граносиенитов и сопровождаются жильной серией — гранодиорит-порфирами, диорит-порфиритами, разнообразными лампрофирами, аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами. Образование этих пород связывается с заключительными этапами каледонской эпохи складчатости.

На Северной Земле аналогом траптовой формации, вероятно, являются интрузивы оливковых габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, слагающие массивы до 150 км², хотя большая их часть представлена небольшими пластовыми телами и дайками.

Тектоника

Тектоническое строение Таймырской складчатой области отличается большой сложностью и своеобразием. Специфика этой области заключается в том, что в общем ее структурном плане четко выделяются четыре тектонические зоны, резко отличающиеся внутренним устройством, историей геологического развития и характером связей с прилежащими тектоническими элементами: 1) зона протерозойских структур, 2) зона ранне- и среднепалеозойских структур Таймыра, 3) зона палеозойских структур Северной Земли, 4) зона пермских структур Таймыра.

Зона протерозойских структур занимает северо-западную часть Таймыра, о. Большевик и восточную половину о. Октябрьской Революции и представляет собой в плане огромную крутую дугу, выпуклую к юго-востоку. В ее строении принимают участие докембрийские породы, смятые в серию крупных линейных складок, протягивающихся на многие десятки километров при ширине в 10—12 км, иногда больше. Простираения их закономерно меняются в полном соответствии с общей конфигурацией зоны — от субширотных на западе, через северо-восточные на востоке полуострова и на о. Большевик, до меридиональных и даже северо-северо-западных на о. Октябрьской Революции. Складки имеют падения в крыльях до 75—80° и осложнены изоклинальной складчатостью вплоть до развития плейчатости.

Зона ранне- и среднепалеозойских структур Таймыра примыкает с юго-востока к зоне протерозойских структур и протягивается через весь полуостров, но на архипелаг не переходит. В целом зона является огромным резко асимметричным синклинием со сложным внутренним строением. На большем своем протяжении он представляет единую структуру восток-северо-восточного простираения, но в восточной части полуострова расщепляется на две ветви. Юго-восточная из них продолжает генеральное направление синклиния, а северо-восточная резко отклоняется к северу, приобретая субмеридиональное простираение; эта ветвь испытывает довольно резкую ундуляцию шарнира, как это хорошо устанавливается по геологической карте. Между двумя резко расходящимися ветвями синклиния располагается антиклинорий, сложенный протерозойскими отложениями и имеющий такие же особенности строения, как и описанная выше зона протерозойской складчатости. В крыльях синклиния отмечаются протяженные зоны крупных разрывных нарушений, вероятно, имеющие характер глубинных разломов. Они отграничивают синклиний как от зоны протерозойской складчатости, так и от зоны пермских структур. В строении северного крыла синклиория принимают участие отложения верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Они слагают серию довольно узких линейных складок, протягивающихся на расстояние до 100—150 км. Эти складки обычно имеют простое

строение, без осложнений в виде мелкой изоклиальной складчатости, столь характерной для протерозойских структур. В строении осевой части синклинали принимают участие отложения силура, девона, карбона и отчасти перми. Складки здесь часто относительно короткие, значительно более пологие и местами приобретают четко выраженный брахиформный характер. Нередко они располагаются кулисообразно.

Зона палеозойских структур Северной Земли обнаруживает существенные отличия от одновозрастных структур Таймыра. Важнейшее из них заключается в том, что благодаря энергичным движениям каледонского тектогенеза зона эта имеет двухэтажное строение: нижний структурный этаж сложен нижним палеозоем и отчасти силуром, а верхний — девоном, а местами и силуром. Нижнепалеозойские породы смяты в систему погружающихся к северу линейных субмеридиональных складок, протягивающихся на многие десятки километров при ширине до 10 км. Отмечаются также складки второго порядка шириной до 2—2,5 км и еще более мелкие. По направлению с востока на запад интенсивность дислокаций постепенно уменьшается. В некоторых местах наблюдаются веерообразные, лежащие и опрокинутые складки, образование которых связано с пластичностью и изменением объема при гидратации толщ, содержащих гипс и ангидрит.

Силурийские отложения дислоцированы слабее нижнепалеозойских. Особенно резко это проявляется на о. Пионер и островах Седова, где складчатые дислокации носят характер пологих валов, а иногда имеют формы, близкие к брахиальным, с углами падения в крыльях складок до 15—20°, а иногда значительно меньше.

Девонские отложения формируют овальные или несколько вытянутые брахиформные антиклинали и синклинали с углами падения в крыльях от 5—10 до 15—20°.

Зона пермских структур Таймыра занимает обширную территорию в юго-восточной его части. В районе верховьев рек Верхней Таймыры и Тарей расположено крупное Тарейское поднятие, в котором на поверхности обнажаются породы силура и отчасти ордовика. Это поднятие разделяет две области развития пермских структур, испытывающих резкие воздымания при приближении к поднятию. Восточнее Тарейского поднятия пермские отложения, так же как и обнажающийся в антиклинальных зонах средний палеозой, смяты в серию параллельных складок. В крайней восточной части Таймыра наблюдаются крутые линейные складки, протягивающиеся иногда на сотни километров. В центральной части полуострова складки укорачиваются, синклинали становятся широкими и пологими, а антиклинали приобретают гребневидную форму. Западнее Тарейского поднятия пермские и среднепалеозойские отложения образуют широкие брахиформные складки. В строении их участвуют и по-

роды пермо-триасовой туфолавовой толщи, что отчетливо видно на примере Сырадасайской брахиантиклинали, расположенной в крайней юго-западной части полуострова.

Большая роль в тектонике всех рассматриваемых зон принадлежит разломам. Кроме крупных структурных швов, разделяющих структурно-фациальные зоны первого порядка, широко распространены сбросы, надвиги и другие разрывные нарушения разных направлений, протяженности и амплитуды. Крупнейшие из них прослеживаются на расстояние до 300—400 км и часто сопровождаются мощными зонами катаклизмов и милонитов. Особенно многочисленные нарушения известны в зоне протерозойской складчатости и в западной части Таймыра. В юго-восточной его части крупные разломы ограничивают горсты Кирыка-Тас и Тулай-Кирыка-Тас.

Полезные ископаемые

Полезные ископаемые, в том числе промышленные месторождения, выявлены пока только на Таймыре. Наибольший интерес вызывает эндогенная минерализация.

В связи с двуслюдяными гранитами находятся многочисленные поля пегматитов с мусковитом (Бирулинское месторождение).

В восточной части полуострова обнаружена свинцово-цинковая минерализация, образующая рудную зону, которая контролируется крупным продольным разломом и оперяющими его трещинами. В этой зоне выявлено большое количество рудопроявлений и два месторождения — оз. Сурового и ручья Партизан. Рудные тела в них представляют собой жилородные тела минерализованных брекчий.

Определенный интерес вызывают проявления вольфрамит-молибденитовой и кинноварь-реальгаровой минерализации. Они образуют самостоятельные рудные зоны и связаны, так же как и полиметаллические месторождения, с формацией мезозойских малых интрузий. К этой же возрастной группе относится флюоритовая минерализация, обнаруженная в центральной и западной частях хр. Бырранга.

В западной части полуострова имеется каменный уголь, образующий рабочие пласты в пермских отложениях. С нижним мелом связаны небольшие месторождения бурого угля.

Некоторые особенности развития и структурное положение.

Среди геологов существуют большие разногласия по вопросу о возрасте и тектонической природе разных частей Таймырской складчатой области и о ее связях с соседними складчатыми сооружениями. Острую дискуссию вызывают также многие стороны истории геологического развития этой территории. Это следует из воззрений разных авторов по поводу возраста наиболее

древних осадочно-метаморфических и различных магматических комплексов. Очень показательно в этом отношении сравнение двух тектонических карт, изданных в 1952 и 1956 гг. На первой из них Северная Земля и северная часть Таймыра отнесены к герцинидам, а южная часть полуострова показана как краевой их прогиб. На второй карте к герцинидам отнесена только южная часть

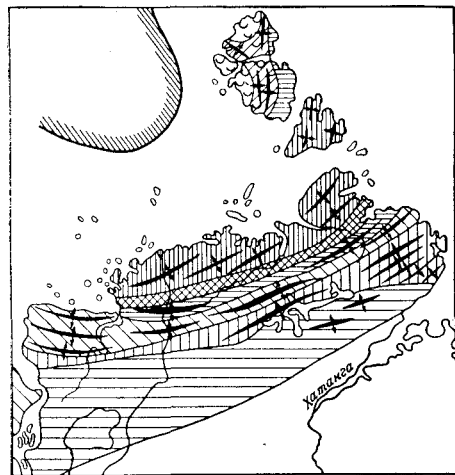


Рис. 17. Тектоническая схема Таймырской складчатой области (по В. А. Вакару).

1 — предполагаемая архейская глыба Карской платформы; 2 — районы протерозойской складчатости; 3 — протерозойские структуры, переработанные каледонской складчатостью; 4 — районы каледонской складчатости; 5 — каледонские структуры, переработанные герцинидской складчатостью; 6 — каледонские складчатые структуры в основании последнедевонских структур; 7 — последние структуры краевой части Карской платформы; 8 — район герцинидской складчатости; 9 — герцинидские структуры, погруженные под чехол мезозойско-кайнозойских отложений; 10 — оси главных антиклиналей

ний. В формировании разновозрастных элементов структуры, по мнению этих геологов, большую роль играла гипотетическая Карская платформа (рис. 17). Существует также мнение, что весь Таймыр испытывал, начиная с кембрия, платформенное развитие, представляя собой северную окраину Сибирской платформы; при этом считается, что геосинклинальные условия, завершившиеся в конце докембрия, снова возникли в южной части полуострова только в позднем палеозое.

Таймыра, за исключением области выходов триаса и юры на юго-востоке, которая изображена как Предтаймырский краевой прогиб; остальная часть рассматриваемой территории, в том числе и северный Таймыр, выделена в качестве каледонского складчатого сооружения.

Разногласия эти не устранены и в результате недавних исследований. Так, некоторые геологи продолжают считать весь Таймыр крупным герцинидским мегантиклинорием, северо-западное крыло которого скрыто под водами Карского моря. Другие рассматривают Таймырскую складчатую область как сложное сооружение, образованное в результате докембрийской, каледонской и герцинидской эпох складчатости, а также более слабых мезозойско-кайнозойских тектонических движений. Зональное расположение крупнейших структурно-фациальных зон объясняется при этом миграцией геосинклинали и происходящих в ней тектонических движе-

Остановимся несколько подробнее на некоторых особенностях развития и строения Таймырской складчатой области. Несмотря на значительные разногласия в определении возраста наиболее глубокометаморфизованных комплексов, вряд ли можно сомневаться в том, что в докембрии и раннем палеозое вся рассматриваемая территория представляла собой геосинклинали со всеми ее атрибутами. Центральная ее часть, охватывающая северо-западный Таймыр, о. Большевик и восточное побережье о. Октябрьской Революции, к началу палеозоя была в значительной степени консолидирована и в раннепалеозойском этапе развития, вероятно, играла роль срединного массива. К северо-западу и юго-востоку от массива в это время располагались интенсивно прогибавшиеся участки, в которых накапливались мощные терригенно-карбонатные толщи. В дальнейшем, однако, в истории развития этих двух прогибавшихся ветвей геосинклинали отмечаются очень резкие различия.

В северо-западной ветви (она охватывает большую часть о. Октябрьской Революции, острова Комсомолец, Пионер и ряд более мелких) в результате неоднократных складкообразовательных движений к началу девона была окончательно сформирована геосинклинали складчатая система. Особенно энергичными были предсилурийские движения, однако местами они были довольно интенсивными и в конце силура. Девонское осадкообразование происходило в платформенных условиях. Начиная с этого периода тектонические движения обусловили возникновение типичных платформенных складчатых структур и многочисленных разломов, захватывающих также прилежащие срединные массивы.

На материке в юго-восточной ветви геосинклинали в среднем палеозое продолжалось накопление мощных толщ осадков, хотя осадкообразование, по-видимому, неоднократно прерывалось при поднятии отдельных ее участков. Важнейшие события разыгрались здесь в самом начале позднего палеозоя. Длительно существовавшая геосинклинали еще продолжала прогибаться в среднем карбоне, хотя уже во второй половине среднего палеозоя отмечаются признаки ее вырождения. Вероятно, в конце среднего карбона произошли энергичные складкообразовательные движения, а затем она была вовлечена в общее поднятие, в результате чего осадкообразование в позднем карбоне здесь уже не происходило.

Выше при рассмотрении основных этапов развития Сибирской платформы было высказано предположение, что в северо-восточной части Западносибирской плиты под платформенным чехлом погребены складчатые сооружения раннегерцинидского возраста. Естественно поэтому объединить их с таймырскими складками в единую систему ранних герцинид, которая, по-видимому, охватывает полукольцом северо-западный угол Сибирской платформы.

Большой интерес вызывают тектоническое положение и природа складчатой зоны южного Таймыра, сложенной преимущественно

пермскими отложениями. Как уже указывалось, на востоке они образуют ряд линейных антиклиналей и синклиналей, характеризующихся крутыми падениями в крыльях и разбитые многочисленными разломами. По направлению на запад отмечается постепенное упрощение их строения, вплоть до появления брахиформных складок. Особенно четко это отмечается в крайней западной части полуострова, что хорошо подчеркивается конфигурацией выходов верхнепалеозойских и других пород на геологической карте.

Таким образом, при прослеживании структур с востока на запад отмечается как бы постепенное затухание верхнепалеозойско-мезозойских складок, сложенных на востоке отложениями перми и триаса, а на западе, кроме того, и отложениями пермо-триасовой туфолавовой толщи. Такое строение южной части полуострова приводит к мысли, что продолжение рассматриваемой зоны следует искать на востоке. Подобное предположение имеет ряд дополнительных фактических обоснований. К юго-востоку от Таймыра Сибирская платформа орошается очень своеобразной складчатой зоной Верхоянского хребта, входящей в состав мезозойд. Эта зона сформирована в качестве складчатого сооружения на ранних этапах становления мезозойд и сложена в основном пермскими образованиями верхоянского комплекса. На геологической карте отчетливо видно, как эта полоса перми огибает северо-восточный выступ платформы и погружается под воды моря Лаптевых. Насколько далеко прослеживаются эти отложения на запад — неизвестно. Однако строение Лено-Анабарской впадины очень сходно с Предверхоянским краевым прогибом, структуры которого, изменяя простирание, непрерывно продолжают на запад в пределы впадины. Это позволяет предполагать, что севернее Лено-Анабарской впадины располагается складчатая область, аналогичная зоне пермских структур, примыкающей с востока к Предверхоянскому прогибу. Таким образом, можно довольно уверенно утверждать, что пермские отложения, входящие в состав верхоянского комплекса, протягиваются под водами моря Лаптевых, а затем прослеживаются далеко на запад в южной части Таймыра. Близкий формационный облик соответствующих отложений, представленных мощными терригенными толщами, часто имеющими флишеидный характер и циклическое строение, подтверждает такое предположение.

Совокупность признаков пермской складчатой зоны южного Таймыра вместе с установлением ее связей с пермской складчатой зоной Верхоянья позволяет отнести ее к категории очень специфических структур — к краевым поперечным субгеосинклинальным системам. Важной тектонической особенностью этого своеобразного структурного элемента Таймыра является то, что он с северо-запада и юго-востока ограничен крупными зонами разрывных нарушений, скорее всего принадлежащих к категории глубинных разломов.

Ранее мы уже познакомились с одной из подобных структур — Донбассом, имеющим много общих черт с Южнотаймырской складчатой зоной. Между ними есть и различия, не имеющие, однако, как это представляется автору, решающего значения. Более подробная характеристика структур этого типа будет приведена дальше, при рассмотрении других областей, обладающих подобным строением и историей развития.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

К юго-западу от Сибирской платформы очень большая территория занята сложно построенной складчатой областью, геоморфологически представляющей собой серию разветвленных горных хребтов, разделенных котловинами. Эта горная страна на севере граничит с Западносибирской низменностью, а на юге обрывается государственной границей. В ее пределах выделяется несколько регионов, резко отличающихся геологическим строением и историей развития.

Рассматриваемая область, прослеживающаяся от южной оконечности Байкала до Иртыша, была названа В. А. Обручевым Алтае-Саянской горной страной. Объединяющим признаком для всей этой территории является характер рельефа. Ее горные сооружения имеют много общих геоморфологических черт, что и позволило В. А. Обручеву объединить их в единое целое. В геологическом смысле она разделяется на две части: большая, восточная ее часть относится к каледонидам, меньшая, западная, принадлежит к герцинидам складчатых сооружений. Своеобразную область герцинид представляют собой Томь-Кольванская зона, Салаир и Кузбасс.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ (СИБИРСКИЕ КАЛЕДОНИДЫ)

Северо-восточная окраина сибирских каледонид занята Восточным Саяном — огромным горным хребтом северо-западного простирания, который представляет собой высоко поднятое нагорье, резко расчлененное эрозией. В западной его части выделяются Манское и Канское белогорья, расположенные в бассейнах рек Маны и Кана. Наиболее приподнятые осевые части хребта высотой от 2 до 3 км имеют характер столовых возвышенностей с плоскими вершинами и крутыми склонами. Альпийские формы рельефа встречаются на северо-западе, а также на юго-востоке, где от основного хребта отделяются в виде отрогов Тункинские и Китайские альпы, или белки, с высотами от 2500 до 2900 м. Значительные вершины Восточного Саяна приурочены именно к юго-восточной части хребта, где расположена, в частности, его наибольшая вершина — гора Мунку-Сардык, имеющая высоту 3491 м. Большая часть Восточного Саяна покрыта тайгой,

выполненные водораздельные участки нередко представляют собой высокогорную тундру, а местами, особенно в западной части хребта, развиты альпийские луга.

На юго-запад от Восточного Саяна, причленяясь к нему в районе верховьев р. Казыр, протягивается Западный Саян. Западная его часть (от прорыва Енисея) называется Саянским хребтом, а восточная — хребтом Ергак-Торгак-тайга. От водораздельного хребта в разных направлениях отходят многочисленные отроги. В Западном Саяне развиты как столовые высоты, так и вершины альпийского типа. Здесь много участков с островерхими резко изрезанными гребнями с отдельными пикообразными вершинами. Наибольшая из них, располагающаяся в западной части хребта — Кароташский белок — имеет высоту 2930 м. Большая часть хребта покрыта густой тайгой, но в водораздельной части, выходящей за линию леса, располагаются альпийские луга, обширные каменные россыпи и голые скалы.

Вдоль границы с Монгольской Народной Республикой протягиваются горные сооружения Тувинской автономной области. Восточная ее часть занята нагорьем Сангилен, к которому с запада примыкает хр. Восточный Танну-Ола, переходящий в Западный Танну-Ола. Хребты эти имеют мягкие очертания, но местами характеризуются резко расчлененным рельефом с высотами, превышающими 2400 м.

Особенно неровную границу имеет северная часть каледонид. Здесь, кроме Восточного Саяна, далеко на север выдается Кузнецкий Алатау, представляющий собой довольно резко изогнутый хребет субмеридионального простирания. Юго-западная его часть, достигающая почти Телецкого озера и являющаяся водоразделом между верховьями рек Мрас-су и Абакан, выделяется под наименованием Абаканского хребта. Дальше к северу Кузнецкий Алатау приобретает меридиональное простирание, а затем северо-западное и достигает Транссибирской железнодорожной магистрали. Кузнецкий Алатау отличается резко выраженной асимметрией: крутой и короткий склон обращен на запад к Кузнецкой котловине, в то время как значительно более пологие восточные склоны имеют ряд отрогов, среди которых выделяется почти широтный Батеневский кряж. Высоты Кузнецкого Алатау меньше, чем у хребтов, расположенных восточнее: самые большие вершины здесь достигают всего около 2200 м. Большая часть его имеет сглаженные формы рельефа и лишь на юге появляются участки альпийского типа. Весь хребет покрыт тайгой, но наиболее приподнятые его части заняты альпийскими лугами и высокогорной тундрой. Сложно построенная горная область, занимающая между речью Томи, Абакана и Лебеди, называется Горной Шорией.

Описанные горные сооружения разделяются рядом котловин, причем наиболее крупные из них расположены на севере. Между Восточным Саяном, Кузнецким Алатау и Западным Саяном находится Минусинская котловина, в пределах которой выделяется

несколько соединяющихся между собой впадин. Она имеет довольно сильно всхолмленную поверхность в виде увалообразных возвышенностей, цепей и групп невысоких гор и холмов, разделенных пониженными участками. Абсолютные высоты внутри котловины колеблются от 160—180 м в долине Енисея до 500—600 м и даже до 1000—1200 м в отрогах Кузнецкого Алатау и Саянов.

В южной части рассматриваемой территории располагается еще одна крупная впадина — Тувинская, разделяющая Западный Саян и хребты Танну-Ола.

Геология рассматриваемой территории изучалась на протяжении длительного периода многими исследователями. На крайнем ее востоке почти 100 лет назад работал И. Д. Черский. Здесь в прошлом веке начал свою многолетнюю деятельность В. А. Обручев, проводили геологическую съемку Н. П. Толмачев и другие геологи. Однако широкий размах исследования получили только после Октября. Среди многочисленных геологов, которые внесли большой вклад в дело изучения этой области, следует назвать М. А. Усова, И. К. Баженова, А. Г. Вологодина, В. А. Кузнецова, Ю. А. Кузнецова, С. В. Обручева, К. В. Радугина, М. М. Тетяева, А. Н. Чуракова, Я. С. Эдельштейна, Т. М. Дембо, А. Л. Додина, Н. С. Зайцева, Л. П. Зоненшайна, Т. Н. Иванову, А. В. Ильина, Б. Н. Красильникова, Г. А. Кудрявцева, М. Л. Лурье, И. В. Лучицкого, В. С. Мелещенко, А. А. Моссаковского, Г. В. Пинуса, А. А. Предтеченского, А. Г. Сивова, В. А. Унксова, В. В. Хоментовского.

Стратиграфия

В пределах каледонид широко распространены отложения докембрия и нижнего палеозоя. Средний палеозой пользуется меньшим развитием, а более молодые породы распространены совсем незначительно. Различно и тектоническое строение разновозрастных образований: все породы, включая силур, обычно интенсивно дислоцированы и образуют серию складок, типичных для геосинклинальных областей, в то время как отложения, начиная с девонских, залегают более спокойно и формируют структуры полуплатформенного или типично платформенного типа. Резко выраженные различия в характере дислокаций нижнего палеозоя (вместе с силурийскими отложениями) и отложений более молодых, так же как и другие особенности геологического строения, дают все основания отнести эту территорию к каледонским складчатым сооружениям.

Ар х е й. Докембрийские образования особенно широко представлены в восточной, относительно наиболее древней части каледонид, где выделяются как архей, так и протерозой.

Архейские отложения несомненно присутствуют в западной части Хамар-Дабана и в восточной части Восточного Саяна; небольшие участки, условно относимые к архею, известны в других пунктах.

В *Хамар-Дабане* к архею относится мощный комплекс гнейсов, кристаллических сланцев и карбонатных пород. В нем очень широко представлены биотитовые и биотит-гранатовые (нередко с силлиманитом и кордиеритом), диопсидовые и гиперстенные гнейсы и мраморы — кальцитовые и особенно доломитовые. В виде прослоев встречаются пироксен-роговообманковые гнейсы, кварциты, кальцифиры и кварц-диопсидовые апатитоносные породы. Нижняя существенно гнейсовая часть этого комплекса выделяется под названием шарыжалгайской серии, а верхняя, существенно карбонатная — под названием слюдянской серии. По минеральным ассоциациям, структурным и другим признакам описанное образование Южного Прибайкалья очень похоже на породы алданского комплекса и других несомненно архейских образований. Сходство этих пород настолько велико, что Д. С. Коржинский предложил выделять в Восточной Сибири единый алдано-слюдянский комплекс архейского возраста. Мощность его в Южном Прибайкалье измеряется многими километрами.

В *Тункинских белках* разрез предположительно архейских пород представляется в следующем виде. Внизу залегает мощный комплекс биотитовых, биотит-амфиболовых, амфибол-пироксеновых, биотит-гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев, содержащих прослой мраморов, кальцифиров и кварцитов. Выше следует толща мраморов, которая отделяется от нижележащей гнейсовой толщи горизонтом конгломератов. Верхняя часть разреза представлена кварц-слюдистыми и слюдисто-карбонатными сланцами с прослоями мраморов и амфиболовых сланцев. Общая мощность отложений превышает 10 км. При рассмотрении состава толщ легко заметить, что минеральные парагенезисы, типичные для высокометаморфизованных комплексов архея, встречаются только в нижней части разреза; что касается вышележащих толщ, отделенных конгломератами, то, скорее всего, они относятся к протерозою.

Протерозой. Протерозойские отложения очень широко распространены в Восточном Саяне, Туве, Западном Саяне, Кузнецком Алатау и Горной Шории. Представлены они породами разного состава и разной степени метаморфизма.

В основании разрез в *западной и центральной частях Восточного Саяна* залегают биотитовые и роговообманковые гнейсы и кристаллосланцы с прослоями кварцитов, высокоглиноземных гнейсов (кианитовых, силлиманит-кордиеритовых, гранат-двуслюдяных), мраморов, амфиболитов бирюсинской серии; мощность этой серии, которая, возможно, относится к эозою, превышает 6 км. Далее следует мощная существенно карбонатная толща (дербинская серия и ее аналоги), разделенная на ряд свит. Внизу она сложена мраморами и мраморизованными известняками, к которым выше присоединяются разнообразные гнейсы, сланцы и кварциты — сначала в виде прослоев, чередующихся с карбонатными породами, а затем слагающие уже почти целиком верх-

нюю часть серии. Мощность серии, которую относят к нижнему — среднему протерозою, оценивается в пределах 6—10 км. Находящаяся выше кувайская серия имеет довольно изменчивый состав. Нижняя ее часть представлена основными вулканитами, переслаивающимися с карбонатными породами. Выше серия и ее возрастные аналоги выражены очень пестрым комплексом пород, внизу сложенным преимущественно известняками, которые фациально замещаются песчано-глинистыми породами, а выше следуют филлитовидные сланцы, песчаники, кварциты, конгломераты и известняки с горизонтами основных и кислых вулканитов. Верхняя часть верхнего протерозоя имеет терригенно-карбонатный состав и слагается толщей (до 3 км) граувакковых песчаников и филлитовидных сланцев, а также сменяющих их выше известняков, дважды повторяющихся в разрезе.

В южных районах Восточного Саяна и на западе *Хамар-Дабана* в протерозойских комплексах иногда появляются породы более высоких ступеней метаморфизма, вплоть до гнейсов и кристаллических сланцев.

Охарактеризованные протерозойские отложения очень сильно дислоцированы, это главным образом и является причиной того, что их мощность различными учеными оценивается по-разному — от 13 000—15 000 до 20 000 м и более.

В *Кузнецком Алатау* центральная часть Томского массива сложена двуслюдяными сланцами и плагиоклаз-амфиболовыми гнейсами, а по периферии обнажается двучленный комплекс протерозоя, состоящий из метаморфизованных осадочных и эффузивных пород. Нижняя его часть сложена амфиболитами, амфиболовыми, хлорит-серицитовыми, графит-слюдистыми и кварц-биотитовыми сланцами, а верхняя — мраморами, известняками, доломитами и кварцитами, которым подчинены метаморфические сланцы такого же типа, как охарактеризованные выше. В верхней толще имеются пласты железистых кварцитов типа джеспилитов и осадочно-метаморфогенных гематит-магнетитовых руд. Обе толщи, имеющие общую мощность до 5 км, относятся к верхнему протерозою.

В *Горной Шории* развиты отложения енисейской свиты, сложенной известняками и доломитами с прослоями кварцитов; судя по остаткам водорослей, они относятся к верхнему протерозою и имеют видимую мощность свыше 3,5 км.

Вдоль северного склона *Западного Саяна* прослеживается широкая полоса пород джебашской серии, которую также относят к верхнему протерозою. В ее составе участвуют альбит-хлоритовые, хлорит-серицитовые, кварц-альбит-хлоритовые, эпидот-актинолитовые и другие сланцы с прослоями мраморов, железистых кварцитов типа джеспилитов и пьомонитовых сланцев. Мощность ее достигает нескольких километров.

Большие площади протерозойские отложения занимают в восточной *Туве*. Особенно широко распространены и довольно

хорошо изучены отложения этого возраста в нагорье Сангилен, в юго-западной части которого двучленный комплекс протерозоя мощностью до 10—12 км разделен на ряд свит. Толщи протерозоя — нижняя терригенная и верхняя карбонатная — залегают друг на друге согласно. Терригенная толща, мощность которой достигает 3 км, сложена в нижней части плагиоклаз-сланцевыми гнейсами с кордиеритом и гранатом и слюдисто-амфиболовыми сланцами, к которым выше присоединяются прослой кварцитов, в том числе железистых, графитовых сланцев, мраморов и доломитов. Многокилометровая (до 7,5—8,5 км) карбонатная толща представлена внизу графитовыми мраморами с маломощными прослоями слюдистых и амфиболовых сланцев. Выше среди мраморов появляются прослой кальцифиров, а также кварцитов, рассланцованных песчаников, туфов, туфоконгломератов. Разрез венчается толщей темных, слабо перекристаллизованных известняков верхнего протерозоя с обильными остатками *Osagia*. На эти известняки несогласно ложатся нижнекембрийские породы с археоциатами. Терригенно-карбонатная толща в разных пунктах нагорья испытывает фациальные изменения. Так, для южного Сангилена характерно присутствие в нижних частях разреза мощных прослоев гравелитов и конгломератов, а верхний комплекс часто сложен почти чисто карбонатными породами — известняковыми и доломитовыми мраморами. Следует также отметить, что в ряде случаев по направлению к верхним частям разреза наблюдается уменьшение степени метаморфизма пород.

В бассейне верховьев р. Бий-Хем (Бол. Енисей) протерозой имеет трехчленное строение, однако при сравнении его с разрезом юго-западной части нагорья Сангилен легко увидеть большое сходство между ними. Внизу залегают плагиоклазовые гнейсы мощностью до 3 км, в которых имеются прослой амфиболовых сланцев, кварцитов и мраморов. Среднюю часть разреза слагают известняки и мраморы мощностью до 8—9 км [63], а венчается он толщей до 2 км разнообразных сланцев — карбонатно-хлоритовых, серицитовых, кремнистых, углисто-кварцевых и др.; эта сланцевая толща, вероятно, является стратиграфическим аналогом темных известняков верхней части разреза юго-западного Сангилена.

В центральной части восточной Тувы, в бассейне р. Каа-Хем (Мал. Енисей) нижняя часть протерозоя сходна с охарактеризованными выше разрезами северных и южных районов и имеет мощность 3—3,5 км. Верхняя часть протерозоя мощностью до 4—5 км внизу сложена зелеными сланцами — эпидотовыми, хлоритовыми, слюдяными, альбитовыми и другими, филлитами и графитовыми кварцитами, а сверху — рассланцованными песчаниками, конгломератами, карбонатными сланцами с хлоритом и серицитом и известняками; из разреза здесь выпадает мощная толща карбонатных пород, столь характерных для других регионов Тувы, а зеленые сланцы начинают играть главенствующую роль.

Таким образом, рассматривая в целом картину осадконакопления протерозойской эры в восточной части сибирских каледонид, легко видеть, что в это время происходило формирование мощнейших геосинклинальных толщ, среди которых представлены в той или иной мере измененные образования спилит-кератофировой формации, терригенные породы аспидной и граувакковой формаций, флишoidные и, наконец, карбонатные толщи. Следует особо подчеркнуть, что карбонатные отложения местами достигают огромной мощности в 8—9 км, что свойственно только разрезам докембрия.

К е м б р и й. Кембрийские отложения, в особенности нижний отдел, широко распространены в восточной половине каледонид — в Восточном Саяне и Туве.

В Восточном Саяне нижняя часть разреза сложена толщей зеленых сланцев, рассланцованных порфиритов и диабазов, альбитофиров и туфов. Существенную роль в ее строении играют туфогенные песчаники; в ней содержится много прослоев других кластических пород — конгломератов, песчаников и сланцев, а также известняков с археоциатами. По общему облику вулканогенная толща имеет характер типичной спилит-кератофировой формации. В бассейне р. Оки ее мощность достигает 3 км. Представлена она здесь в основном порфиритами, в меньшей степени альбитофирами, туфами и туффитами. Из осадочных пород особенно широко распространены песчаники и конгломераты. Выше залегает существенно карбонатная толща такой же мощности, сложенная мраморизованными известняками с редкими прослоями кварцитов, песчаников, разнообразных сланцев и конгломератов; в средней части толщи (боксонская свита) и выше обнаружены археоциаты и трилобиты алданского и ленского ярусов. Верхние нижнего кембрия, так же как и его нижняя часть, сложены вулканогенно-осадочными породами, но они имеются не везде.

В нагорье Сангилен и севернее кембрий образует ряд разобщенных выходов. Здесь, так же как и в Восточном Саяне, представлен только нижний отдел мощностью 800—1000 м, литологически выраженный довольно разнообразно: в одних случаях главную роль в разрезах играют конгломераты, туфоконгломераты и песчаники, в других — зеленые сланцы с прослоями конгломератов, песчаников, горизонтами кислых лав и линзами известняков и, наконец, местами развиты почти исключительно известняки.

Нижний кембрий слагает почти целиком хребет Восточный Танну-Ола. К алданскому ярусу относится толща (до 2,5 км) эффузивно-туфогенно-сланцевых пород, претерпевших зеленокаменное превращение: основных и средних эффузивов, агломератов, туфоконгломератов, конглобрекчий и туфопесчаников; более редко встречающихся кислых эффузивов — альбитофиров и кварцевых порфиров; разнообразных зеленых сланцев — хлорит-серицитовых, эпидот-хлоритовых и других вместе с филлитами; подчиненных им карбонатных и терригенных пород. К ленскому

ярусом местами относятся известняки и песчаники мощностью всего около 200 м, но в других пунктах ярус сложен километровой толщей известняков, диабазовых порфиритов, туфогенных песчаников и известковистых глинистых сланцев с очень богатой фауной археоциат и трилобитов. В ряде мест нижний кембрий сложен почти целиком вулканогенными породами большой мощности.

В западной части Восточного Саяна — в бассейне р. Маны развиты отложения нижнего кембрия, разделенные на ряд свит, которые по фауне трилобитов довольно логично параллелизуются с выделенными на Сибирской платформе горизонты алданского и ленского ярусов. С резким несогласием и конгломератами в основании на докембрии здесь залегает толща песчаников с прослоями известняков и доломитов, имеющая резко изменчивую мощность: местами она доходит до 1200 м, но в других пунктах сходит на нет. Выше идут темные известняки, доломиты и глинистые сланцы, которые по простиранию замещаются граувакками с прослоями карбонатных пород. Эти отложения мощностью от 500 до 1200 м залегают несогласно и иногда имеют в основании конгломераты. Еще выше, местами согласно, а в других случаях с перерывом, располагается километровая толща известняков и доломитов, которые по простиранию также переходят в терригенно-карбонатные отложения; в известняках найдены трилобиты. Завершает разрез толща мощностью около 1800 м, состоящая из известняков, доломитов и мергелей с прослоями алевролитов в нижней ее части и содержащая фауну археоциат и трилобитов.

Непосредственно к югу от Красноярска имеются выходы кембрия, известные под названием торгашинской свиты. Представлена она белыми массивными известняками, в основании которых залегает красноцветная толща — известняки, песчаники и конгломераты базаихского горизонта. Общая мощность отложений 1000—1400 м. В нижней их части найдены археоциаты и трилобиты ленского яруса, а в верхней — среднекембрийские трилобиты.

В юго-западной части Восточного Саяна разрез кембрия имеет типично геосинклинальный характер. В основании располагается существенно карбонатная толща до 1800—1900 м, сложенная внизу известняками с археоциатами и трилобитами, а выше — известняками и известковистыми сланцами, чередующимися с туфами, туфопесчаниками и эффузивами, содержащими трилобиты олекминского горизонта. В других пунктах место вулканогенных пород в разрезе занимают конгломераты, песчаники и сланцы. Выше несогласно и с разрывом залегает мощная (до 3200—3400 м) существенно вулканогенная толща, состоящая из основных и средних зеленокаменно измененных эффузивов и туфов, туфосланцев, туфопесчаников и туфоконгломератов. В средней ее части содержатся известняки со среднекембрийскими трилобитами.

Полный разрез кембрия изучен в северной части Кузнецкого Алатау. В основании залегают черные слоистые известняки с пачками сланцев и кремнистых пород мощностью до 2 км, в которых

обнаружены строматолиты. Черные известняки постепенно сменяются белыми археоциатовыми известняками мощностью до 2300 м. Нижняя их часть содержит обильные археоциаты, которые дают возможность выделить горизонты верхов алданского и ленского ярусов: базаихский с *Tumulocyathus admirabilis* и *Archaeocyathus tubexternus*, камешковский с птероподами и санаштыкгольский с *Alataucyathus jaroshevitschi* и *Asterocyathus salairicus* (соответствует толбачанскому и олекминскому горизонтам Сибирской платформы). Выше без видимого несогласия залегает туфогенная толща мощностью до 1500 м, но местами резко выклинивающаяся. Она состоит из туфов, туфопесчаников, туфобрекчий среднего и кислого состава, переслаивающихся с песчаниками и конгломератами, и содержит значительное количество силлов порфиритов. По возрасту она соответствует верхам ленского яруса и низам среднего кембрия. Следующая эффузивная (беркульская) свита состоит из мощных покровов средних и основных лав и подчиненных туфов мощностью около 2 км и относится к среднему — верхнему кембрию на основании своего положения в разрезе. Она покрывается без углового несогласия, но с явным перерывом аргиллито-песчаниковой толщей, содержащей многочисленные трилобиты, брахиоподы и криноидеи верхов кембрия — низов ордовика. Мощность ее достигает нескольких сотен метров.

В южной части Кузнецкого Алатау и в Горной Шории широко развиты отложения кембрия, разделенные на ряд свит. Нижний отдел отличается большой литофациальной изменчивостью. Нижняя его часть сложена мраморизованными известняками и доломитами с прослоями кремнистых и глинистых сланцев (бельсинская свита), вулканогенно-осадочными породами спилит-кератофировой формации (кондомская свита), фосфоритоносными карбонатными отложениями и другими породами, в которых найдена фауна археоциат и трилобитов верхней части алданского и нижней части ленского ярусов. Мощность этих отложений достигает 3—4,5 км. Выше залегает однородная толща белых мраморизованных известняков усинской свиты мощностью до 2,5 км, верхние горизонты которой местами замещаются мергелями, глинистыми сланцами и алевролитами. В других пунктах карбонатные отложения по простиранию переходят в эффузивно-терригенные отложения. В нижней части толщи обнаружены археоциаты базаихского горизонта, а в верхней — археоциаты и трилобиты санаштыкгольского горизонта. Выше располагается эффузивно-терригенная толща (мундыбашская свита) мощностью до 3,5—4 км. Состоит она из основных, средних и кислых эффузивов, их туфов, песчаников и конгломератов. В нижней ее части имеются археоциаты ленского яруса, а в верхней — среднекембрийские трилобиты из рода *Paradoxides*. Верхний кембрий распространен очень ограниченно; представлен он пестроцветными алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями мергелей и конгломератов, содержит фауну трилобитов и имеет мощность около 1,5 км.

Вдоль северного склона *Западного Саяна* протягивается полоса кембрийских отложений, на востоке смыкающаяся с геосинклинальным кембрием юго-западной части Восточного Саяна, а на западе доходящая почти до Телецкого озера. Кембрий на этих обширных пространствах представлен преимущественно эффузивно-терригенными породами большой мощности с подчиненными известняками и разделен на ряд свит (чингинская, нижнемонокская, верхнемонокская, чазрыкская и арбатская), возраст которых определяется по-разному. Большинство исследователей относит три первые свиты к нижнему кембрию, четвертую — к среднему, а последнюю — условно к верхнему кембрию.

Довольно пестрая по составу вулканогенно-осадочная чингинская свита состоит из глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, микрокварцитов и мраморизованных известняков, зеленокаменно измененных вулканитов основного состава и резко подчиненных альбитофигов, песчаников и конгломератов. Местами в ней преобладают диабазовые порфириды, но чаще терригенные и отчасти карбонатные породы. Мощность этой свиты, которая охарактеризована фауной археоциат, достигает нескольких километров. Нижнемонокская свита сложена в основном лавами и их туфами кварц-кератофирового состава с редкими прослоями туфо-песчаников, туфоконгломератов и известняков, содержащих археоциаты и трилобиты; мощность свиты превышает 2 км. Верхнемонокская свита залегает на нижнемонокской с перерывом, имеет примерно такую же мощность и состоит из перемежающихся в разрезе песчаников и конгломератов, туфов и туфоконгломератов с покровами лиловых порфиридов и многочисленными прослоями и линзами трилобитовых и археоциатовых известняков. Свита обладает резкой фацальной изменчивостью и имеет мощность 1500—1700 м. Из известняков этой свиты (санаштыкгольский горизонт) определена богатая фауна трилобитов, а также археоциаты, что позволяет отнести ее к нижнему кембрию. Чазрыкская свита характеризуется довольно пестрым составом, большой мощностью (до 2300—2500 м) и связана с верхнемонокской свитой взаимопереходами. Состоит она из песчаников и сланцев с прослоями известняков, в других случаях к ним присоединяются эффузивы, которые вместе с пирокластическими породами местами начинают играть ведущую роль в разрезе. В прослоях известняков обнаружены трилобиты среднего кембрия. Верхняя часть свиты сложена песчаниками с прослоями сланцев, туфов и туффитов мощностью 1300—1500 м. Терригенная арбатская свита залегает на подстилающих породах с перерывом и базальными конгломератами в основании. Она имеет мощность выше 2 км и сложена валунными и галечными конгломератами, гравелитами, песчаниками и пестроокрашенными алевролитами и аргиллитами; большинством исследователей эта свита относится к пестроцветной молассе [48].

В восточной части Западного Саяна — в бассейне рек Уса

и Амала, к среднему и верхнему кембрию условно относят мощную (до 6—8 км) вулканогенно-терригенную толщу. В нижней части она сложена зелеными сланцами и рассланцованными эффузивами с горизонтами кварцитов и мраморов, а сверху — глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и конгломератами с линзами известняков.

В южных отрогах Западного Саяна (на территории Тувы) отложения нижнего кембрия не занимают больших площадей, но местами образуют очень хорошие разрезы. В этом регионе развиты главным образом измененные вулканогенно-терригенные породы, достигающие в центральных районах Тувы мощности в несколько километров. На западе области мощность их уменьшается до 1800—1900 м и верхняя часть разреза имеет существенно карбонатный состав.

Маломощные отложения среднего кембрия известны только на правом берегу Енисея в Центральной Туве, а верхний отдел выделяется на северо-западе Тувы, где он неразрывно связан с ордовиком.

Рассмотрение разрезов кембрия приводит к выводу, что так же, как и в протерозое, в кембрийском периоде в пределах сибирских каледонид наблюдались типично геосинклинальные условия, с накоплением таких формаций, как спилит-кератофировая, аспидная и граувакковая, мощных толщ конгломератов, а также карбонатных пород, чередующихся с эффузивами и обломочными породами. Для большинства районов характерно отсутствие верхнего кембрия, а если он встречается, то обычно маломощный. Во многих районах отсутствует и средний кембрий — целиком или его верхние горизонты — и в этом случае мощные геосинклинальные формации накопились только на протяжении нижнекембрийской эпохи. Таким образом, в пределах большей части рассматриваемой области отмечаются интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся крупными поднятиями в позднем и отчасти среднем кембрии. Эти интенсивные движения многими геологами относятся к так называемой «салаирской эпохе» тектогенеза. Иногда она выделяется в качестве самостоятельной крупнейшей тектонической эпохи, которая по своим последствиям сравнивается с каледонской и герцинской эпохами [5]. Однако большинство геологов относит ее к ранним этапам проявления каледонид. Отдельные исследователи считают салаирский тектогенез заключительным для байкальской тектонической эпохи.

О р д о в и к. Отложения ордовика в отличие от кембрийских и протерозойских распространены менее широко, за исключением юго-западной части региона. Эта часть сибирских каледонид занята относительно молодыми геосинклинальными складчатыми сооружениями, где интенсивные прогибания продолжались в ордовике и силуре, в результате чего здесь накопились мощные осадки. В Восточном Саяне и восточных районах Тувы фаунистически охарактеризованные отложения этого возраста отсутствуют.

В северной части *Кузнецкого Алатау* к нижнему ордовику относится вулканогенно-осадочная толща мощностью около 1 км, сложенная преимущественно средними вулканитами, неполно выраженный средний отдел (300—650 м) сложен алевролитами, известковистыми песчаниками и конгломератами, а верхний ордовик — известняками с прослоями гравелитов и песчаников (200—500 м); расчленение ордовика произведено по фауне трилобитов, брахиопод и кораллов.

Южнее — в *Горной Шории* развит близкий по составу и мощности комплекс терригенных отложений, местами имеющих ритмический характер.

В центральной части *Западного Саяна* огромные поля заняты «немыми» или плохо фаунистически охарактеризованными многокилометровыми терригенными толщами ордовика; в некоторых случаях они имеют отчетливо выраженный флишоидный характер. Преимущественным развитием пользуются песчаники, гравелиты, алевролиты, филлитовидные сланцы, к которым на западе присоединяются вулканиты среднего состава, играющие существенную роль в верхах разрезов.

В Туве ордовик широко развит на южных склонах *Куртушибинского хребта*, откуда протягивается далеко на запад. Он всюду образует единый комплекс с силуром и залегает на кембрии с размытым и угловым несогласием; в нем местами также отмечаются несогласия — внутри ордовика и между ордовиком и силуром. На южных склонах хребта в основании залегает толща от 1,5 до 4—5 км, переслаивающихся гравелитов, песчаников, алевролитов; в маломощных прослоях известняка из нижней части толщи обнаружена фауна, в том числе *Angarella*. В западной части хребта развиты преимущественно красноцветные грубообломочные породы — конгломераты, гравелиты и песчаники, а также алевролиты и аргиллиты с линзами известняков в средней части толщи. Богатая фауна брахиопод, трилобитов и гастропод дает возможность отнести эти породы к нижнему и среднему ордовику.

В *Западном Танну-Ола* к ордовику принадлежит шемущагская свита, выделенная из состава отложений, ранее целиком относимых к силуру. Она залегает с угловым несогласием на нижнем кембрии, согласно перекрывается отложениями лландовери и имеет мощность от 2,5 до 4,5 км. По литологическому составу свита близка к ордовику западной части Куртушибинского хребта, однако в нижней ее части местами находятся мощные горизонты кварцевых порфиров и туфов. В ней найдена фауна брахиопод, челеципод и наутилоидей, дающая возможность говорить о том, что шемущагская свита, вероятно, отвечает полному разрезу ордовика.

В западных районах *Восточного Саяна* к ордовику условно относят толщу (до 2—2,5 км) глинистых сланцев, песчаников и конгломератов, местами красноцветных, залегающую резко несогласно на нижнем кембрии.

Силур. Силурийские отложения широко распространены только на западе. В *Западном Саяне* в ряде пунктов в осевой части хребта и в Усинской впадине они представлены мощными терригенно-карбонатными толщами, нередко с конгломератами в основании. В нижней части полных разрезов встречены нижнесилурийские мшанки, а выше — брахиоподы, кораллы и другая фауна верхнего отдела. Мощность силура в осевой части Западного Саяна достигает 4—4,5 км, но в Усинской впадине такую же мощность имеет один только верхний отдел, развитый в этом районе. В некоторых местах верхнесилурийский возраст имеет толща органических известняков мощностью до 1 км.

В *Западной Туве* силур имеет двучленное строение. Внизу залегают песчаники, сланцы и алевролиты с прослоями известняков, содержащих фауну брахиопод, кораллов, граптолитов и мшанок. Мощность его от 3 до 4 км. Выше идет толща без фауны, однако постепенный переход в охарактеризованные выше отложения и перекрывание девоном дает возможность также отнести ее к силуру. Сложена она песчаниками и алевролитами красного и лилового цвета мощностью до 2,5—3 км.

Девон. Девонские отложения широко распространены в тектонических депрессиях, прежде всего в таких крупных, как Минусинская и Тувинская, а также Рыбинская и Усинская. В горных сооружениях девон развит ограниченно в виде изолированных выходов, занимающих небольшую площадь.

Впадины *Минусинского прогиба* выполнены очень мощной толщей девона, разделенной на ряд свит. По литофациальным признакам разрез отчетливо делится на два комплекса: нижний вулканогенно-осадочный и верхний осадочный.

Вулканогенно-осадочный комплекс залегает на нижнем палеозое с резким угловым несогласием и состоит из вулканитов и терригенных красноцветных отложений, среди которых имеются пачки глинисто-карбонатных пород морского, лагунного и озерного происхождения. Среди эффузивов резко преобладают базальты и диабазовые порфириты, нередко с миндалекаменной текстурой; реже встречаются ортофиры, а также субщелочные и щелочные породы. Мощность комплекса от 1,5 до 5 км. В центральных наиболее прогнутых частях впадины эффузивы фациально замещаются осадочными породами. В известняках верхней части комплекса (таштыпская свита) содержится фауна позднеэфельского возраста, а комплекс в целом большинством исследователей относится к нижнему, а среднему девону. В ряде пунктов по периферии впадин вулканогенно-осадочный комплекс отделяется от живетских и более молодых отложений перерывом и несогласием, однако в центральных частях впадин четко выраженное несогласие отсутствует.

Осадочный, в основном также красноцветный комплекс состоит из конгломератов, особенно характерных для нижней его части, песчаников, алевролитов и глинистых пород и содержит довольно

мощные прослои морских и лагунно-морских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений. Мощность комплекса изменяется от 1 (на внутренних поднятиях) до 4,5 км. Большинство выделяемых в его составе свит испытывает довольно резкие изменения по простиранию. В известняках бейской свиты, имеющей мощность до 200 м и являющейся важнейшим маркирующим горизонтом для всего Минусинского прогиба, обнаружена характерная фауна верхней части живетского яруса — *Spirifer (Euryspirifer) cheehiel*, *S. (Brachyspirifer) martianovi* и др. В целом же комплекс имеет средне-позднедевонский возраст.

Девонские отложения *Тувинского прогиба* похожи на минусинские литофацально и почти одновозрастны с ними. В основании также залегает эффузивно-терригенный красноцветный комплекс, в сложении которого участвуют переслаивающиеся между собой эффузивы, пирокластические и осадочные породы: диабазы и миндалекаменные порфириды, кварцевые порфиры и альбитофиры, туфы, туфоконгломераты и туфобрекчи, лиловые и зеленые конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты с сильно изменчивой мощностью (от 1 до 3—4 км). Большая часть комплекса образовалась в раннем девоне, но нижним его горизонтам приписывается силурийский, а верхним — раннеэйфельский возраст. Эйфельский ярус характеризуется резкой изменчивостью фаций и мощности: нередко он представлен песчаниками и конгломератами континентального происхождения и содержит растения; в других пунктах развиты эффузивно-осадочные отложения, а иногда это морские фации с брахиоподами, кораллами и трилобитами или же лагунно-континентальные, местами соленосные осадки. Мощность их от 700 до 1500 м.

Выше залегает осадочный, преимущественно красноцветный комплекс, в котором выделяются живетские, франские и фаменские отложения. Залегает он иногда с размывом и угловым несогласием, в других случаях согласно и сложен мелкообломочными и глинистыми породами с прослоями известняков, в которых имеются остатки рыб, филопод и остракод, а местами брахиоподы и кораллы. Мощность живетских отложений изменяется от 400—500 м в восточной части прогиба до 800—1100 м на юго-западе, а верхнего девона соответственно от 1200 до 2000 м.

В других регионах девон в большинстве случаев представлен довольно однообразно: это красноцветные вулканогенно-терригенные толщи, похожие на соответствующие породы Минусинского и Тувинского прогибов. Мощность их в юго-западной части *Рыбинской впадины* достигает 2 км, в других пунктах обычно значительно меньше. Фауны в них в большинстве случаев нет, и они относятся к нижнему и среднему девону условно. В *Кузнецком Алатау*, кроме того, есть небольшие выходы фаунистически охарактеризованного верхнего девона мощностью около 500 м, сложенного красноцветными мергелями и песчаниками.

Карбон и пермь. Каменноугольные отложения широко распространены только в Минусинском прогибе, что же касается перми, то она развита крайне ограниченно и иногда отделяется от карбона условно.

В *Минусинском прогибе* имеются два мощных существенно терригенных комплекса: нижний, включающий турнейский и большую часть визейского яруса, и верхний угленосный, в котором участвуют отложения, начиная от верхнего визе вплоть до нижней перми. Доугленосный комплекс, в котором выделяются до 10 свит с общей мощностью от 1000 до 2200 м, представлен вулканогенными породами — туфами, туффитами и туфопесчаниками, чередующимися с песчаниками и известняками. В нижней части разреза обнаружены рыбы и брахиоподы турнейского яруса, а выше — визейская флора.

Угленосный комплекс (1300—1600 м) залегает со следами местного размыва и также делится на ряд свит. Состав их довольно однообразен — в большинстве своем это песчаники, алевролиты и аргиллиты, реже конгломераты (в верхней и нижней частях комплекса) и пласты угля, количество которых достигает нескольких десятков, причем некоторые из них имеют многометровую мощность. В пластах много флоры, которая не только определяет возраст комплекса, но и позволяет параллелизовать его свиты со свитами *Кузнецкого бассейна*.

Каменноугольные отложения *Тувы* имеют много общего с минусинскими. В нижней их части также выделяется доугленосный комплекс нижнего карбона, разделенный на шесть свит и достигающий мощности 2,5 км на южных склонах Западного Танну-Ола, но в большинстве случаев не превышающий 1000—1200 м. Начинается он грубообломочными породами — песчаниками и конгломератами, а выше к ним присоединяются известняки, туфы и туффиты, изредка алевролиты. Для комплекса в целом очень характерны пестрая окраска пород и ритмическое чередование пачек туфогенного и туфогенно-песчаного состава. В нижней его части содержится ихтиофауна турнейского яруса, сходная с минусинской, а выше — флористические остатки верхней части отдела. Верхнепалеозойские угленосные отложения мощностью всего около 500 м сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами угля и отделены от доугленосного комплекса мелкогалечными базальными конгломератами. В толще содержатся флористические остатки, на основании которых эти отложения относятся к среднему карбону — нижней перми или к среднему — верхнему карбону.

Мезозой и кайнозой. Все отложения, моложе палеозойских, представлены крайне ограниченно.

Среди мезозойских осадков известны лишь юрские, занимающие более или менее значительные по площади участки в Минусинском и Тувинском прогибах. Они залегают с резким размывом и представлены угленосными песчано-глинистыми толщами,

иногда с прослоями конгломератов и очень редких известняков. Мощность их не превышает нескольких сотен метров и лишь в Тувинском прогибе достигает 1,5—2 км. По возрасту они относятся к нижнему и среднему отделу юры или только к одному из них.

В незначительной степени развиты маломощные континентальные осадки палеогена и неогена — рыхлые песчаники и конгломераты, пески и глины, мергели и пресноводные ракушечниковые известняки.

Очень ограниченно представлены также отложения антропогена, образованные терригенными породами различных генетических типов (ледниковые образования, элювий, делювий, пролювий, аллювий) и нигде не достигающие большой мощности.

Магматизм

Проявления магматизма архейского тектоно-магматического этапа, так же как и раннепротерозойского, очень ограничены и еще слабо изучены. Более или менее уверенно они выделяются только в докембрийских блоках в Восточном Саяне.

Среди магматических образований архейского этапа выделяются те же три главные группы пород, которые типичны для Сибирской платформы: 1) наиболее ранние основные и отчасти ультраосновные породы, залегающие в виде согласных тел в толщах первично осадочных пород; 2) очень своеобразная гранито-гнейсовая формация, возникшая при ультраметаморфизме; 3) мелкие тела аляскитовых гранитов в сопровождении аплитов и пегматитов.

Магматические комплексы ранне-среднепротерозойского этапа, по мнению ряда исследователей, многочисленны и разнообразны, однако не везде выделяются с должной достоверностью.

К раннему протерозою относятся довольно широко распространенные по всему Восточному Саяну массивы плагиигранитов, гранодиоритов и гранитов, сопровождаемые редкометалльными пегматитами с изотопным возрастом 1790—1625 млн. лет. В западной части хребта, в метаморфизованных толщах нижнего — среднего протерозоя встречаются небольшие тела гранитов пегматоидного облика, часто имеющие расплывчатые контакты и сопровождающиеся мигматитовыми полями. При залегании в бирюсинской серии они образуют автохтонные тела, а в дербинской выглядят как, несомненно, интрузивные образования. Изотопный их возраст 1900—1740 млн. лет [122].

Среднепротерозойский возраст, по-видимому, имеет саянский комплекс гранитоидов, в состав которого входят многочисленные крупные батолитоподобные массивы и мелкие штоки биотитовых гранитов, гранодиоритов и граносиенитов, сопровождаемых аплитами, слюдоносными пегматитами и кварцевыми жилами. Абсолют-

ный возраст комплекса находится в пределах 1500—1300 млн. лет. Возможно, что к этой же возрастной группе относится ранняя формация ультраосновных пород, представленная небольшими штоками, линзовидными и дайкообразными телами пироксенитов, перидотитов и дунитов, обычно серпентинизированных. Массивы тяготеют к зонам глубинных разломов, отделяющих архейские глыбы от протерозойских складчатых структур. В частности, довольно четко выраженный пояс этих пород протягивается вдоль краевого шва, отделяющего область каледонской складчатости от Восточносибирской поднятия Сибирской платформы. Однако возрастное положение этой формации довольно неопределенно. Уверенно можно говорить только о том, что в Восточном Саяне имеются основные и ультраосновные породы протерозойского возраста, что же касается установления их более узких возрастных рамок, то этот вопрос разными исследователями решается по-разному: породы эти могут относиться к нижнему — среднему протерозою, верхнему протерозою или же образуют два разновозрастных комплекса.

Магматические проявления верхнепротерозойского тектоно-магматического этапа распространены особенно широко в эффузивной форме. Не вызывает сомнений возраст эффузивно-туфогенных образований, слагающих спилит-кератофирные формации, широко представленные в составе верхнепротерозойских отложений в Восточном Саяне (кувайская серия), Кузнецком Алатау (в Томском массиве), Западном Саяне (джебашская серия) и на востоке Тувы. Во всех этих регионах известны очень мощные толщи в различной степени метаморфизованных вулканитов.

Верхнепротерозойские интрузивные комплексы играют довольно скромную роль и не всегда уверенно отделяются от нижнепалеозойских, а иногда — от более древних комплексов.

Выше говорилось, что пояс ультраосновных пород Восточного Саяна, возможно, целиком или частично сформирован в позднем протерозое. На северо-западе хребта к этой возрастной группе относятся довольно крупные массивы габбро-плагиигранитной формации, образованной в две фазы: сначала внедрились габбро и диориты (изотопный возраст габброидов — 1175 млн. лет), а затем плагииграниты, изотопный возраст которых 1055 млн. лет [122].

В Кузнецком Алатау к верхнему протерозою относят небольшие штоки и линзообразные тела гнейсовидных диоритов, габбро-диоритов и габбро-амфиболитов. Более молодой, но, по-видимому, тоже протерозойский возраст имеют граниты и гранодиориты, слагающие несколько довольно крупных массивов — Томский и др. Граниты эти сопровождаются слюдоносными пегматитами.

Изверженные породы протерозойского возраста известны в восточных районах Тувы. Представлены они единичными массивами гнейсовидных гранодиоритов и гранитов на северо-востоке

области, а южнее к этой возрастной группе ряд геологов относит слюдоносные граниты, очень похожие на граниты саянского комплекса.

Особенно типичны и многообразно представлены эффузивные и интрузивные образования раннепалеозойского тектоно-магматического этапа. Различные по составу вулканиды, обычно чередующиеся с подчиненными терригенными и карбонатными осадками, известны во всех регионах и формируют многокилометровые толщи формаций спилит-кератофировой группы. Накопление вулканогенных толщ происходило в одних местах в алданском веке, в других — в ленском, но чаще растянуто во времени, охватывая весь ранний и частично средний кембрий. Нередко бурные вспышки вулканической деятельности происходили в два этапа (в раннем и среднем кембрии) и разделены периодом относительного покоя, охватывающим часть ленского века. Иногда наблюдается изменение состава излившихся пород и сопровождающих их пирокластических продуктов: сначала извергаются диабазы и диабазовые порфиры, затем андезиты и, наконец, альбитофиры, кварцевые порфиры и ортофиры. Вместе с вулканидами образуются малые близповерхностные интрузии — дайки, силлы, лакколиты, похожие на эффузивы соответствующего состава.

Со спилит-кератофировыми формациями пространственно и генетически связаны интрузивные образования, относящиеся к габбро-плагиогранитной группе формаций. Согласно интрузивные залежи и дайки габбро-диорит-диабазовой формации (в основном габбро, габбро-диабазы и габбро-диориты), комагматичной с эффузивными нижнего кембрия, широко распространены в Кузнецком Алатау, где с ними связывается давно известная золоторудная минерализация, а также в Западном Саяне и других регионах.

Важную роль в геологическом строении рассматриваемой территории играют гипербазиты, образующие протяженные (до нескольких сотен километров), четко выраженные пояса; подчиненное значение имеет одновозрастная габбро-пироксенит-дунитовая формация, проявившаяся в Западном Саяне и западной части Восточного Саяна. Гипербазитовые пояса установлены в Восточном и Западном Саяне, в Кузнецком Алатау и Горной Шории, в Западной и Восточной Туве и везде занимают совершенно определенную геологическую позицию: они локализируются в зонах глубинных разломов, разграничивающих крупные структурно-фациальные зоны. Огромное большинство массивов представляет собой крутопадающие согласные тела линзовидной или пластообразной формы, обычно резко вытянутые вдоль зон разломов. Размеры их обычно не превышают 1 км², однако известны и более крупные тела с площадью выхода на поверхность в несколько десятков квадратных километров: таковы Оспинско-Китойский массив в Восточном Саяне, Борусский, Кукшинский, Куртушибинский и другие в Западном Саяне и Туве, массив горы Северной

в Кузнецком Алатау и т. д. По составу породы гипербазитовой формации однообразны и представлены большей частью гарцбургитами, реже другими породами перидотитового семейства, обычно почти нацело превращенными в серпентиниты. Образование этой единой гипербазитовой формации в разных регионах несколько сдвинуто во времени, но не выходит за рамки ранний кембрий — низы среднего кембрия.

В тесной пространственной связи с гипербазитами обычно находятся породы основного состава — главным образом габбро и габбро-амфиболиты. Однако они хотя и принадлежат к одной возрастной группе с гипербазитами, тем не менее являются относительно более поздними образованиями и, по-видимому, генетически не имеют с ними ничего общего.

Очень широко распространены нижнепалеозойские изверженные породы разного состава (от основных до кислых), но в главной своей массе относящиеся к семейству плагиоклазовых гранитоидов. В Кузнецком Алатау соответствующий комплекс называется мартайгинским, в Туве — тануольским, в Западном Саяне — маинским. Среди них, по-видимому, находятся две различные по возрасту группы пород, одна из которых была сформирована во второй половине кембрия, а другая — во второй половине ордовика — силуре. Определения абсолютного возраста подтверждают такое заключение, так как они дают две группы цифр: 500—510 млн. лет и 455—420 млн. лет. В состав этого сложного комплекса входят разные по форме и сильно отличающиеся размерами интрузивные тела — от небольших штоков величиной всего в несколько десятков квадратных километров до батолитов, площадь которых иногда превышает 3000 км². Большинство массивов вытянуто согласно с простиранием каледонских структур, но по отношению к отдельным складчатым формам являются discordантными. В составе крупных многофазовых массивов принимают участие существенно натровые породы — от плагиогранитов и гранодиоритов до кварцевых диоритов, диоритов и даже габбро-диоритов и габбро. В Восточном Саяне существенную роль играют также субщелочные породы — граносиениты и сиениты, которым местами подчинены нефелиновые сиениты (например, в Ботогольском массиве). В Туве к этой возрастной группе относятся также нормальные граниты. Большая изменчивость состава пород объясняется, по-видимому, как глубинной дифференциацией магмы, так и широким проявлением ассимиляции и гибридизма. В строении комплекса принимают участие довольно разнообразные жильные породы — аплиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры и др. Большая часть из описанных выше пород принадлежит к габбро-плагиогранитной и плагиогранитной, отчасти также габбро-монцонит-сиенитовой формациям, но некоторые комплексы существенно гранитоидного состава, например мартайгинский, по-видимому, представляют формацию так называемых «батолитов пестрого состава» [11-1].

В среднепалеозойском этапе магматическая деятельность происходила уже в особых «полуплатформенных» условиях и поэтому довольно резко отличается от раннепалеозойского магматизма. Энергичный вулканизм в межгорных прогибах проявился сначала в раннем девоне, а затем, после некоторого перерыва, в эйфельском веке, когда происходило накопление мощных толщ эффузивных и отчасти пирокластических пород. Наиболее широко распространены породы основного состава: долериты, диабазы, диабазовые порфириды, меньше — трахиандезиты, андезитовые и эссекитовые порфириды, а также плагиопорфиры; последняя разновидность развита в областях поднятий внутри Минусинского прогиба и вне его. В тесной пространственной и генетической связи с эффузивами в Минусинском прогибе находятся пластообразные залежи, небольшие штоки и дайки резко гипабиссальных пород разнообразного состава, в том числе щелочных — тешенитов, ийолит-порфиридов (берешитов), тералит-сиенитов (горячитов). После затухания вулканической деятельности в среднем девоне она в ослабленном виде проявилась еще в раннем карбоне, когда в пределах крупнейших межгорных впадин произошло накопление довольно мощных толщ разнообразных пирокластических продуктов.

Девонский возраст принимается рядом исследователей для довольно пестрого по составу, но преимущественно гранитоидного комплекса. В него входят резко гипабиссальные интрузивные массивы, которые в приконтактных зонах по внешнему виду вполне аналогичны эффузивным образованиям. Иногда эти массивы достигают очень большой величины и представляют собой межформационные пластообразные, нередко расслоенные тела, но чаще образуют трещинные интрузивы в виде небольших линзообразных массивов, штоков, даек и тел неправильной формы. В составе этого сложного многофазного комплекса принимают участие полосчатые габбро и габбро-диориты, диориты, гранодиориты и монзониты, граниты, граносиениты, габбро-сиениты и нефелиновые сиениты, сопровождающиеся богатой и разнообразной серией нерасщепленных и расщепленных жильных пород. Большинство исследователей считают, что этот комплекс сформировался в среднем девоне и связывают его интрузию с тельбесскими движениями, широко проявленными в палеозойских складчатых сооружениях Сибири. Однако, по-видимому, в его составе находятся и верхнепалеозойские интрузивные породы, если судить по довольно постоянным цифрам абсолютного возраста, находящимся в пределах 280—240 млн. лет.

В Восточной Туве и юго-западной части Восточного Саяна к средне-верхнепалеозойским интрузивным образованиям относится комплекс существенно щелочного состава: щелочные и нефелиновые сиениты, уртиты, ийолит-уртиты и ийолиты, в сопровождении сиенитов и граносиенитов, а также основных и средних пород — пироксенитов, габбро и дио-

ритов. Однако и здесь данные абсолютной геохронологии заставляют допустить возможность более юного (по-видимому, юрского) возраста, по крайней мере части этих пород, образующих щелочную провинцию: некоторые из них имеют возраст 160 млн. лет.

Интересно отметить, что породы щелочного ряда распространены только в восточной части каледонид и внедрились намного позднее того, как эта область была окончательно сформирована в качестве геосинклинальной складчатой системы. Для всех щелочных массивов характерно формирование в условиях консолидированной складчатой страны: они везде представляют собой типично выраженные трещинные интрузивы, связанные с разломами, которые поражали жесткий субстрат. В этом отношении каледониды Сибири не представляют исключения, так как такие же соотношения щелочных пород с субстратом наблюдаются на Балтийском, Украинском и Алдано-Витимском щитах, на Урале, Кавказе и в других областях.

Магматические проявления мезозойского и кайнозойского этапов известны только в восточной половине рассматриваемой территории. По краям Минусинского прогиба обнаружены неки и дайки мезозойских оливиновых базальтов, приуроченные к вновь ожившим в это время глубинным разломам. Кайнозойский вулканогенный комплекс широко развит в Восточном Саяне и отчасти в прилегающих районах Тувы. Он представлен покровными и долинными базальтами, сопровождающимися их субвулканическими телами в виде силлов, неков и даек, а также пирокластическими продуктами. Образование этой трахибазальтовой формации произошло в две стадии — в неогене и антропогене — и связано с формированием впадин «байкальского типа».

Тектоника

Тектоническое строение сибирских каледонид характеризуется рядом специфических особенностей. Важнейшей из них является резко выраженное различие в длительности геосинклинального этапа развития разных регионов. Относительно более короткий геосинклинальный этап характеризует северо-восточную часть региона, включающую Восточный Саян, восточные районы Тувы, большую часть Кузнецкого Алатау и Горную Шорию. Геосинклинальные условия существовали здесь на протяжении всего протерозоя и закончились к началу позднего кембрия, а местами даже несколько раньше. В Западном Саяне и в западных районах Тувы геосинклинальный этап продолжался и позже, охватывая весь ранний палеозой и большую часть силура. Таким образом, в состав сибирских каледонид входят складчатые сооружения относительно древние (салаирские, или раннекаледонские) и более молодые (собственно каледонские).

Одной из самых характерных черт тектоники этой области является широкое развитие глубинных разломов, разделяющих крупные структурно-фациальные зоны (рис. 18). На крайнем северо-востоке каледониды отделены от Восточносаянского краевого поднятия Сибирской платформы глубинным разломом, который прослеживается от Красноярска до южной оконечности Байкала. Сложная система глубинных разломов отделяет каледониды от складчатых сооружений Горного Алтая на западе.

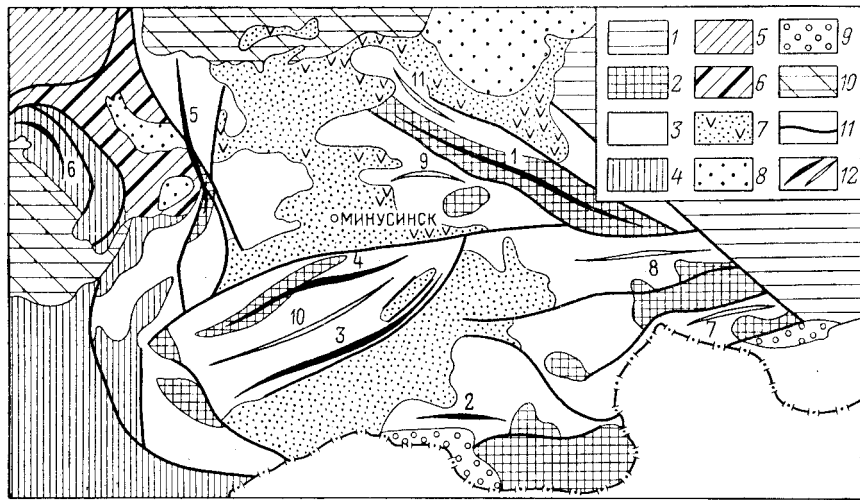


Рис. 18. Тектоническая схема восточной части Алтае-Саянской горной области (составлена с использованием материалов Л. П. Зоненшайна, Т. Н. Ивановой, Г. А. Кудрявцева, Э. Н. Янова и др.).

1 — Сибирская платформа; 2 — выступы докембрия в каледонидах; 3 — каледонские структуры; 4 — раннегерцинские структуры Горного Алтая и Салаира; 5 — герцинские структуры Томь-Кольванской зоны; 6 — Кузнецкий краевой поперечный прогиб; 7 — средне-верхнепалеозойские впадины; 8 — юрские впадины; 9 — кайнозойские впадины; 10 — Западносибирская плита; 11 — главные разломы; 12 — антиклинории и синклинории. Антиклинории: 1 — Дербинский, 2 — Восточнотаннуольский, 3 — Куртушибинский, 4 — Джебашский, 5 — Томский, 6 — Салаирский. Синклинории: 7 — Тункинский, 8 — Вийхемский, 9 — Кизир-Казырский, 10 — Западносаянский, 11 — Манский

Внутри рассматриваемой области прослеживается целый ряд глубинных разломов: они отделяют структурно-фациальную зону Западного Саяна от расположенного севернее Минусинского прогиба и от Тувинского прогиба на юге; почти широтный глубинный разлом разделяет Сангилен и расположенные севернее районы Восточной Тувы; в западной части Кузнецкого Алатау зона глубинных разломов образует огромную выпуклую к востоку дугу, ограничивающую его от Кузнецкого прогиба.

Глубинные разломы не только разделяют крупные структурно-фациальные зоны, но и представляют собой каналы, по которым в верхние горизонты земной коры проникают магматические

продукты. Вдоль них происходило излияние разнообразных лав во внутренние части геосинклинальных прогибов, в результате чего были образованы спилит-кератофировые формации; к ним везде приурочены гипербазитовые пояса; по ним на поздних этапах развития магматической деятельности происходит внедрение более кислой магмы, дающей начало обширной группе гранитоидов и других пород.

Следующая особенность каледонид заключается в том, что в более древней северо-восточной их части существенное значение имеют докембрийские образования, слагающие ряд глыб, которые в раннепалеозойской геосинклинальной области играли роль срединных массивов. Наконец, еще одна характерная черта — это наличие ряда межгорных прогибов, в том числе таких крупных, как Минусинский и Тувинский, представляющих собой очень специфические унаследованные и наложенные структуры послегеосинклинального этапа развития.

Перейдем теперь к более подробному рассмотрению тектонических структур.

Важнейшей особенностью строения Восточного Саяна, Тувы и Хамар-Дабана является наличие нескольких крупных высоко приподнятых докембрийских глыб (Сангиленская и др.), между которыми «зажаты» сравнительно небольшие синклинориевые зоны, представляющие собой как бы корни каледонских складчатых сооружений. Архейские образования в большинстве случаев смяты в круглые складки северо-западного простирания. Такое же направление в Восточном Саяне имеют и складчатые структуры протерозоя, но в Северо-Восточной Туве отмечаются изменчивые, преимущественно субмеридиональные простирания. В этом же регионе наблюдается соответственно изменение простираний в архее, что, по-видимому, обусловлено воздействием протерозойских тектонических движений на краевые части ранее сформированных архейских глыб. В нагорье Сангилен отмечаются преимущественно широтные простирания складок; с севера Сангиленская глыба ограничена глубинным разломом.

К приподнятому протерозойскому блоку Сангилен примыкает с северо-запада Восточнотаннуольский антиклинорий, в строении которого существенная роль принадлежит кембрийским отложениям. Складчатая его структура осложнена рядом широтных и северо-западных разломов, которые разбивают антиклинорий на систему блоков. Иногда между ними в узких длинных грабенах зажаты маломощные красноцветные отложения среднего палеозоя. Протерозойские отложения смяты в систему крутых, часто изоклинальных складок, осложненных многочисленными надвигами, благодаря чему некоторые участки приобретают чешуйчатое строение.

В зонах каледонских структур, представляющих собой синклинории, наблюдается значительная изменчивость простираний, однако почти везде легко устанавливаются четкие проявления

унаследованности, благодаря чему направление каледонских складок в большинстве случаев подчинено направлению складчатых дислокаций в протерозойских отложениях. В восточной части Восточного Саяна и в Хамар-Дабане располагаются два крупных синклинория — *Тункинский* и *Джидинский*, состоящие из серии довольно крутых, нередко опрокинутых складок, сложенных кембрийскими породами. Складки имеют общее северо-западное направление, группируются в дуги, слегка выпуклые к северу,

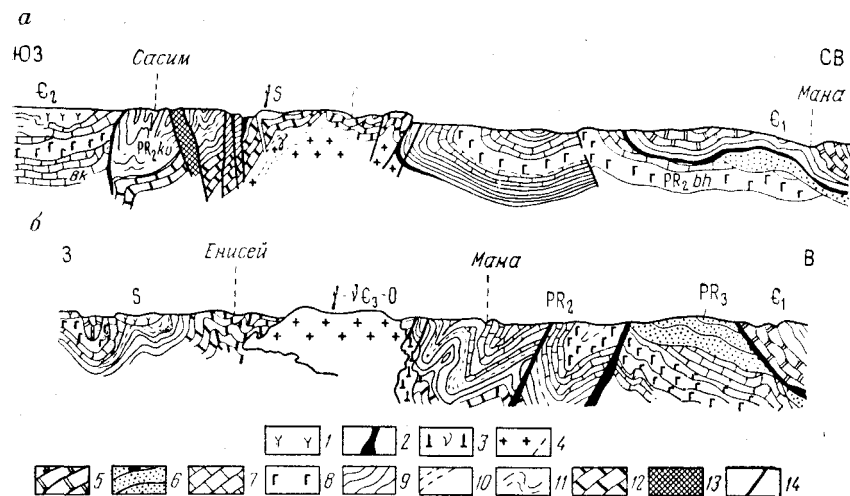


Рис. 19. Геологические разрезы северо-западной части Восточного Саяна (по А. А. Предтеченскому).

а — центральная часть; б — район Манского синклинория
 1 — эффузивы среднего состава; 2 — ультраосновные интрузии; 3 — габбро; 4 — граниты и мигматиты; 5 — известняки с археоциатами; 6 — конгломераты и песчаники; 7 — известняки; 8 — основные зеленокаменно-измененные эффузивы; 9 — кремнистые и глинистые сланцы; 10 — хлоритовые сланцы и песчаники; 11 — биотитовые, гранатовые и другие гнейсы, кварциты, амфиболовые сланцы; 12 — графитовые мраморы; 13 — зоны разломов; 14 — разломы

и местами осложнены системой крутых надвигов с образованием чешуйчатой структуры. В хр. Ергак-Торгак-тайга кембрий смят в плоские широкие складки с падением пластов в крыльях до 30—45°, редко больше.

В западной части Восточный Саян образует складчатое обрамление Минусинского прогиба, в схеме представляющееся в виде сложно построенного мегантиклинория. В его составе выделяются: Восточносаянский антиклинорий, Манский синклинорий и Кизир-Казырский синклинорий.

Восточносаянский антиклинорий представляет собой очень крупную крутую асимметричную складку, протягивающуюся в юго-восточном направлении и местами опрокинута на северо-восток (рис. 19, а). В крыльях его нередко отмечаются осложня-

ющие складки — от крупных до мелких, вплоть до развития плейчатости, а также многочисленные разрывы. Антиклинорий прослеживается на юго-восток до долины р. Оки, где он круто погружается. На северо-западе он расщепляется на две ветви, одна из которых (юго-западная) быстро скрывается под девоном Минусинского прогиба, а вторая довольно резко отклоняется к северу. С северо-востока антиклинорий ограничивается громадным разломом, прослеживающимся на несколько сотен километров; второй протяженный глубинный разлом ограничивает Восточносаянский антиклинорий с юго-запада.

Манский синклинорий состоит из нескольких крупных синклиналей и антиклиналей, имеющих на востоке северо-западное простирание, а на западе — субмеридиональное. Направление их простираний обнаруживает явную зависимость от структуры протерозоя. По форме эти складки, сложенные кембрием, отличаются от протерозойских более спокойным и плавным характером, хотя и среди них наблюдаются крутые и даже опрокинутые осложняющие складки. Наиболее сложная и напряженная складчатость характеризует северо-западное окончание синклинория в бассейне низовьев р. Маны (рис. 19, б).

В строении еще довольно слабо изученного *Кизир-Казырского синклинория* участвует сложная система складок субширотного простирания. В центральной части располагается поднятие, сложенное сильно метаморфизованными и особенно интенсивно смятыми породами протерозоя, образующими ядро Сырдинского антиклинория [88]. Складки в кембрийских отложениях имеют разнообразный характер: местами отмечаются довольно спокойные пологие формы, но особенно типичны кругые, резко сжатые и опрокинутые складки, осложненные многочисленными сбросами и надвигами. Складки эти часто образуют пучки, приспособляющиеся к контурам Восточносаянского антиклинория.

В геологическом строении Кузнецкого Алатау и Горной Шории выделяется несколько крупных тектонических элементов, довольно резко отличающихся по внутреннему устройству. На западе протягивается в субмеридиональном направлении дугообразно выгнутый на восток *Томский массив*, представляющий собой древнее ядро всего складчатого сооружения (рис. 20). Обнажающиеся здесь докембрийские породы смяты в систему сильно сжатых, изоклинальных, нередко опрокинутых складок, образующих довольно четко выраженное ядро одноименного антиклинория, простирающегося в соответствии с общей протяженностью массива. В центральной части антиклинория ядро его резко суживается благодаря ундуляции шарнира. На западе антиклинорий отделяется от Кузнецкого прогиба глубинным разломом; крупные разрывные нарушения осложняют и его восточное крыло.

Особенно сложно построена северо-западная (Мартайгинская) часть Кузнецкого Алатау. Здесь развита система веерообразно

расходящихся на север складок, что хорошо видно на любой геологической карте. На фоне этой виргации выделяется несколько слабо вытянутых, иногда почти изометричных антиклинальных поднятий, обычно ограниченных разломами и осложненных дополнительной мелкой складчатостью небольшой амплитуды. Между

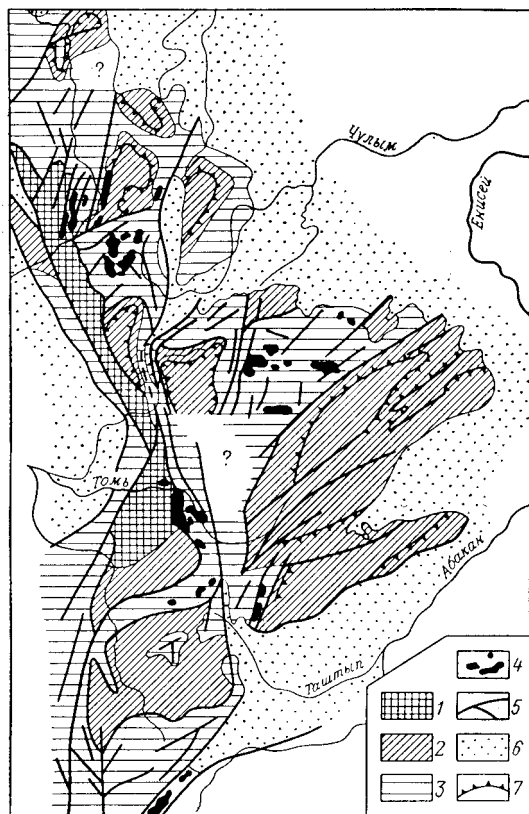


Рис. 20. Тектоническая схема Кузнецкого Алатау (по А. А. Моссаковскому, с упрощениями).

1 — выступы досинийского (порифейского) фундамента; 2 — антиклинории и синклинории; 3 — зоны мелких складок; 4 — среднекембрийские интрузивы основных и ультраосновных пород; 5 — главные разломы; 6 — средне- и нижнепалеозойские отложения Минусинского и Кузнецкого прогибов; 7 — структурные линии

поднятиями располагаются зоны, сложенные системами мелких складок, сильно разнящихся по форме, ориентировке и степени сжатия. В этих же зонах развиты особенно многочисленные разрывные нарушения, также различно ориентированные, хотя наиболее крупные из них всегда протягиваются согласно простиранию зон мелких складок.

Специфические черты строения имеет *Батеневское поднятие*, располагающееся восточнее Томского массива. Оно сложено

кембрийскими отложениями и состоит из нескольких крупных пологих антиклиналей и синклиналей. Они имеют очень своеобразное ступенчатое строение и сопрягаются друг с другом посредством крупных флексур или же разделены разломами. Осложняющие их складки местами довольно пологие, но нередко становятся крутыми, вплоть до изоклинальных.

Шорский массив (Мрасский антиклинорий), занимающий восточную часть Горной Шории, также представляет собой антиклинальное сооружение. Осложняющие антиклинорий складки второго и более высоких порядков протягиваются в северо-восточном направлении и разорваны многочисленными дизъюнктивными нарушениями.

Большая часть Западного Саяна и северные районы Западной Тувы входят в состав огромного, довольно четко очерченного поднятия, протягивающегося в северо-восточном направлении от района Телецкого озера до междуречья Казыра и Систиг-Хема. На северо-западе поднятие граничит по зоне глубинного разлома с Минусинским прогибом, а с юго-востока его отграничивает от Тувинского прогиба другой глубинный разлом — Саяно-Тувинский. В поднятии выделяются три крупных структурных элемента: Джебашский антиклинорий на севере, Куртушибинский — на юге и разделяющий их Западносаянский синклинорий.

Джебашский антиклинорий, в ядре которого обнажаются породы джебашской серии, имеет сложную внутреннюю структуру. Наряду с интенсивной складчатостью линейного типа, иногда приобретающей изоклинальный характер, для ядерной части антиклинория характерно развитие многочисленных продольных разломов, разбивающих его на ряд тектонических клиньев.

Куртушибинский антиклинорий, сложенный преимущественно кембрийскими отложениями, в общем имеет близкое, хотя и несколько более простое строение.

Особенно сложно построен *Западносаянский синклинорий* (рис. 21), сложенный нижним палеозоем и силуром. В целом он имеет резко асимметричное строение и состоит из ряда синклинальных и антиклинальных зон. По направлению на северо-восток происходит общее его воздымание, благодаря чему крупные антиклинали сливаются, образуя поднятую часть синклинория. Нижний палеозой отличается очень напряженной складчатостью и большим разнообразием форм: от сильно сжатых, местами изоклинальных, складок до сравнительно пологих антиклиналей и синклиналей, образующих линейно вытянутые зоны. Силурийские отложения выполняют тектонические депрессии и местами также характеризуются довольно интенсивной линейной складчатостью (в тех случаях, когда эти отложения выполняют унаследованные прогибы, приуроченные к синклинальным зонам нижнего палеозоя), но в других местах образуют наложенные структуры с более спокойными тектоническими формами, представленными

брахиформными коробчатыми складками. Складчатая структура синклинория осложнена многочисленными разломами, в том числе надвигами, благодаря чему местами приобретает чешуйчатое строение. В юго-восточной части синклинория располагается Усинская внутренняя впадина, выполненная среднепалеозойскими осадками и представляющая собой узкую грабен-синклиналь северо-восточного простирания, расчлененную разломами и флексурами на ряд блоков и осложненную коробчатыми складками.

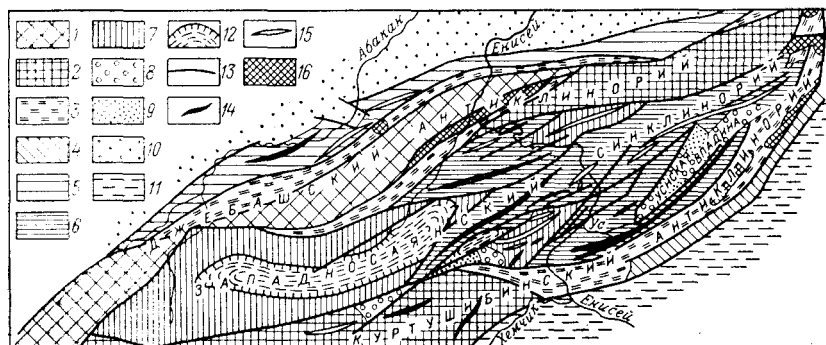


Рис. 21. Тектоническая схема Западного Саяна (по Л. П. Зоненшайну).

1 — поднятые части антиклинориев, сложенные докембрием; 2 — опущенные части антиклинориев, сложенные кембрием и ордовиком; 3 — зоны глубинных разломов, сложенные эффузивно-сланцевыми толщами нижнего кембрия и гипербазитами; 4 — краевая часть Тувинского прогиба, выполненная кембро-ордовиком; 5 — синклинория, выполненные кембрием и ордовиком; 6 — краевые, поднятые части синклинориев, сложенные кембрием и ордовиком; 7 — внутренние части синклинориев, сложенные ордовиком; 8 — поднятые участки межгорных впадин, сложенные верхнесилурийскими и нижне-среднедевонскими образованиями; 9 — опущенные участки впадин, выполненные средним и верхним девоном; 10 — Минусинская впадина; 11 — Тувинский прогиб; 12 — унаследованные прогибы; 13 — главные разломы; 14 — оси антиклинальных зон и антиклиналей; 15 — оси синклинальных зон и синклиналей; 16 — гипербазиты

Своеобразными чертами строения обладают крупные межгорные прогибы — Минусинский и Тувинский.

Минусинский прогиб состоит из четырех разделенных поднятиями впадин, вытянутых в северо-восточном направлении: Южно-минусинской, Сыдо-Ербинской, Северо-минусинской, или Чебаково-Балахтинской, и Назаровской, которые в большинстве случаев ограничиваются крупными разломами или флексурами (рис. 22). Наиболее крупная из них и сложно построенная — это Южно-минусинская впадина. В ней отмечается система поперечных флексур и разломов, по которым ее основание ступенчато погружается на северо-восток. На общем синклинальном фоне отмечается ряд пологих антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов. Складки эти нередко имеют изометричные очертания, сундучную и корытообразную форму и обычно сопровождаются в крыльях флексурами и разломами. Крупные

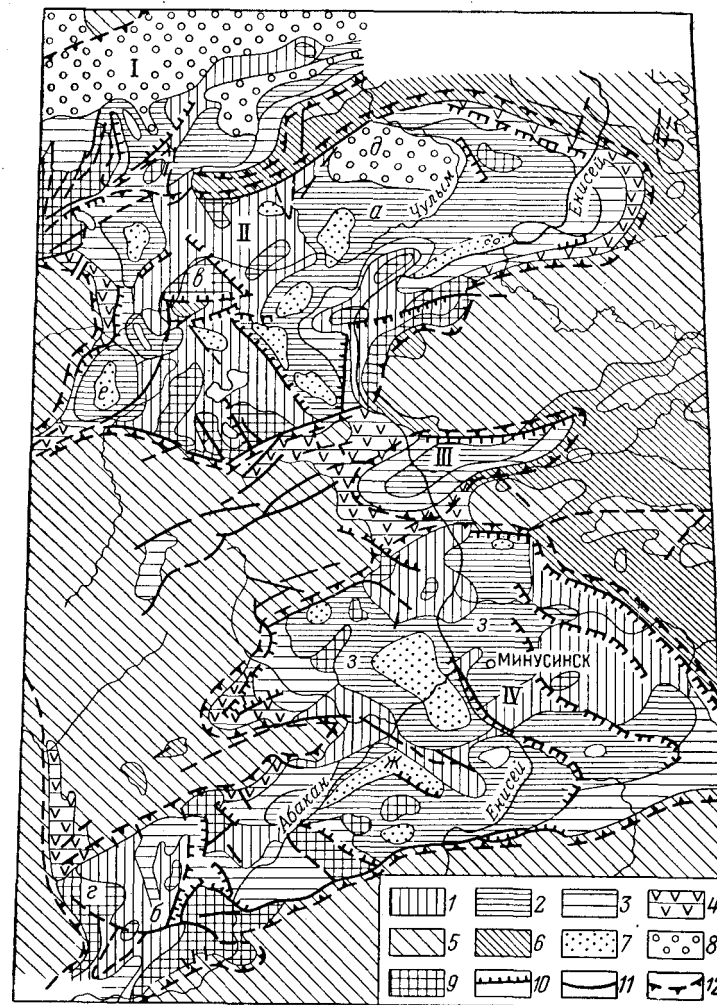


Рис. 22. Тектоническая схема Минусинского прогиба (по И. В. Лучицкому).

1 — антиклинальные поднятия; 2 — синклинальные прогибы, выполненные нижним карбоном и девоном; 3 — синклинальные прогибы, выполненные только девоном; 4 — то же, выполненные только нижним девоном; 5 — выходы нижнепалеозойского складчатого фундамента на поверхность; 6 — то же, под чехлом нижнедевонских или живецких отложений; 7 — плоские мушкетеры, выполненные преимущественно юрскими отложениями; 8 — ядра синклиналей, сложенные нижнекаменноугольными и верхнепалеозойскими угленосными отложениями; 9 — ядра антиклиналей, сложенные девоном; 10 — флексуры; 11 — разломы; 12 — границы впадин: I — Назаровская, II — Северо-минусинская, III — Сыдо-Ербинская, IV — Южно-минусинская. Антиклинали и антиклинальные поднятия: а — Белоярская, б — Илекская, в — Копьевское, г — Таштыпское. Синклинали и синклинальные прогибы: д — Балахтинская, е — Чебаковская, ж — Бейская, з — Нижнеабаканский

антиклинальные поднятия, например Таштыпское в юго-западной части впадины, имеют сложное внутреннее строение благодаря системе осложняющих коробчатых складок. Сыдо-Ербинская впадина представляет собой коробчатую синклинали с плоским дном и крутыми (до 50—60°) крыльями (рис. 23). Североминусинская впадина также осложнена рядом брахиформных складок и поднятий (Копьевское и др.), разбитых разломами и ограниченными флексурами. Складки обычно характеризуются корытообразными и сундучными формами, но вместе с ними находятся плоские мульды, выполненные юрскими отложениями. Сходное строение имеет и Назаровская впадина.

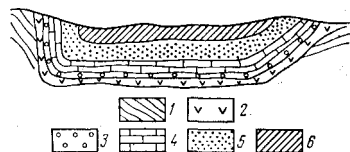


Рис. 23. Схематический разрез Сыдо-Ербинской впадины (по И. В. Лучицкому).

1 — зеленокаменные породы и известняки нижнего кембрия; 2 — девонская вулканогенная серия; 3 — корюевская свита (эйфельский или живетский ярус); 4 — бейская серия (живетский ярус); 5 — туранская серия (верхний девон); 6 — минусинская серия (нижний карбон)

Определенные черты сходства с Минусинским прогибом имеет вторая подобная структура — *Тувинский прогиб*, вытянутый в общем параллельно поднятию Западного Саяна. От Куртушибинского антиклинория он отделяется Саяно-Тувинским глубинным разломом; крупная зона разломов ограничивает его также от Восточнотаннуольского антиклинория. Строение прогиба очень сложно. Внутри него выделяется ряд поднятий глыбового характера, в которых на поверхность выходят сильно дислоцированные породы фундамента. Эти поднятия, имеющие характер горст-антиклиналей, разделяют синклинали прогибы, в которых накопились многокилометровые толщи главными образом

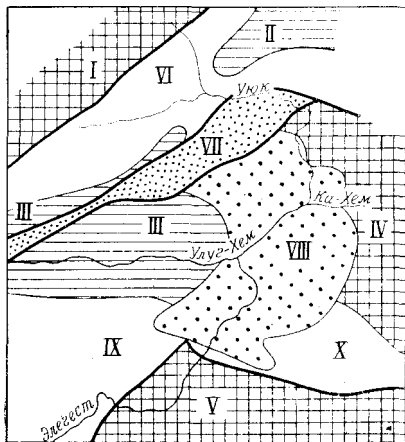


Рис. 24. Схема тектоники центральной части Тувинского прогиба (по К. А. Клитину).

1 — нижнепалеозойский складчатый фундамент; 2 — горстантиклинальные поднятия; 3 — синклинали прогибы; 4 — грабен-синклинали; 5 — наложенные мульды; 6 — важнейшие разломы; I — Куртушибинский антиклинорий; II — Оджинское поднятие; III — Центральнотувинское поднятие; IV — складчатая область Восточнотувинского нагорья; V — Восточнотаннуольский антиклинорий; VI — Туронский синклинали прогиб; VII — Уюкская грабен-синклинали; VIII — Кызильская мульда; IX — Западнотаннуольский синклинали прогиб; X — Хадынский синклинали прогиб

среднепалеозойского возраста (рис. 24). Тектоническое строение поднятий, где разрез среднего палеозоя характеризуется значительно меньшей мощностью и имеет ряд угловых несогласий, особенно сложно.

Характерной особенностью Тувинского прогиба является совпадение простираний основных тектонических форм его северо-западного борта со структурами Западного Саяна, тогда как на юго-востоке структуры прогиба и складчатого фундамента направлены почти под прямым углом друг к другу. Следует при этом подчеркнуть, что возрастная интервал между породами фундамента и прогиба на юго-востоке значительно больше, чем на северо-западе. Большое значение в строении прогиба играют флексуры и разломы, особенно продольные, разделяющие его на ряд блоков. Вдоль них обычно отмечается резкая дислоцированность пород, в целом же для среднепалеозойских отложений характерны довольно сплошные дислокации платформенного типа. Наиболее часто встречаются такие складчатые формы, как 1) угловатые и коробчатые складки, ограниченные с нескольких сторон разрывными нарушениями (рис. 25, а); 2) резко асимметричные удлиненные складки, осложненные флексурами или крутыми разломами в одном из крыльев и нередко имеющие форму типичных структурных носов (рис. 25, в); 3) асимметричные брахи-антиклинали, крылья которых сложены исключительно карбоном, а ядра — более древними породами, имеющими очень сложное внутреннее строение (рис. 25, б). Обычная резкая асимметрия складок и само их формирование связаны с разломами в фундаменте, которые прослеживаются и на поверхности или же заменяются в породах верхнего структурного этажа флексурами. В центральной части прогиба расположена наложенная мульда, выполненная мощными юрскими отложениями. Она имеет чашеобразную форму и осложнена плоскими изометрическими синклиналиями и сравнительно узкими антиклиналями, которые в известной мере повторяют складчатые дислокации среднего палеозоя.

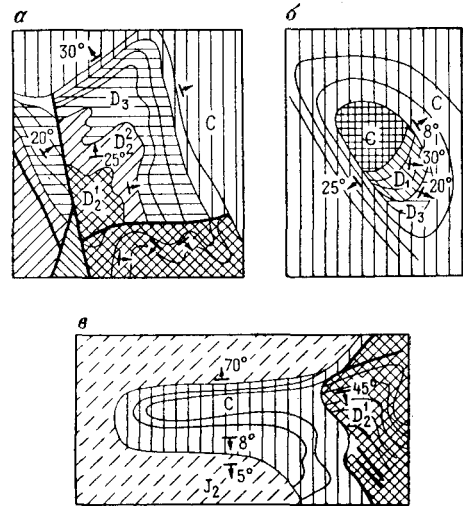


Рис. 25. Формы складок Тувинского прогиба (по К. А. Клитину).

а — Кызылджаринская антиклиналь; б — Сулгут-Хемская брахиантиклиналь; в — Совхозная синклинали

Полезные ископаемые

Восточная часть Алтае-Саянской горной страны богата разнообразными полезными ископаемыми: железо и марганец, медь и алюминий, вольфрам и молибден, полиметаллы и кобальт, золото и редкие металлы, асбест, слюда и графит — вот неполный перечень металлов и минералов, определяющих металлогению этой области.

Среди полезных ископаемых эндогенного происхождения важная роль принадлежит железу. В числе нескольких десятков интересных месторождений можно назвать — Темиртау, Таштагол, Тельбесское, Шалымское, Шерегеш, Абаза, Тейское, Казское и другие, которые являются основной рудной базой Кузнецкого и Западносибирского металлургических заводов. Все они относятся к контактово-метасоматическому типу и представлены жильобразными и линзообразными телами магнетитовых руд среди контактово измененных эффузивно-туфогенных толщ с прослоями карбонатных пород. Генетически оруденение связано с двумя группами каледонских изверженных пород — плагиогранитами и гранодиоритами, а также с сиенитами, граносиенитами и диорит-сиенитами. Важнейшее значение в контроле оруденения играют крупные разрывные нарушения. Большинство месторождений концентрируется в компактные группы, которые сосредоточены в Горной Шории, отчасти в южных районах Кузнецкого Алатау и на юго-западе Восточного Саяна.

Контактовые зоны каледонских гранодиоритов продуктивны и на другие полезные ископаемые. Так, в Хакасии известны небольшие полиметаллические месторождения — Юлия-Свинцовая и Карасук, а также медные — Тайметское, Юлия-Медная и др. В этой же области известны скарноворудные поля, которые кроме меди содержат вольфрам и молибден (месторождения Киялых-Узень и Посельщик).

С каледонскими и более молодыми (вплоть до мезозойских) гранитоидами связана гидротермальная минерализация. В первую очередь нужно назвать месторождения вольфрамовые (Джидинское на крайнем востоке рассматриваемой территории и ряд более мелких месторождений в других районах), молибденовые (Сорское в Кузнецком Алатау) и золотые (Коммунарское, Саралинское, Берикульское, Первомайское, Ольгинское). Все они относятся к кварцеворудным формациям и представлены высоко- и среднетемпературными жилами. В Восточном Саяне также есть небольшие золоторудные месторождения — Ольховка и Чибижек.

В Туве известно оригинальное медно-никелево-кобальтовое оруденение в связи с малыми интрузиями гранитоидов (месторождение Ховахси).

К низкотемпературным гидротермальным образованиям относится ртутное оруденение монометального типа. Многочисленные

месторождения образуют ртутную провинцию и связываются с процессами сводово-глыбовой орогенной активизации мезозойского времени [64]. Гнездообразные и жильобразные залежи вытянуты вдоль крупных надвигов и зон дробления — таковы месторождения Акташ, Чаган-Узун и Курай в Ойротии, Терлигхая в Туве. В обоих районах они концентрируются в пояса, приуроченные к зонам глубинных разломов (Курайская зона на границе с юго-восточным Алтаем и Саяно-Тувинский разлом). Многочисленные, но мелкие рудопроявления этого же типа располагаются вдоль глубинного разлома в Кузнецком Алатау и Горной Шории.

На южном берегу Байкала располагается флогопитовое месторождение биметасоматического генезиса — Слюдянское, знаменитое своими крупными, прекрасно ограниченными минералами — спутниками флогопита.

Разнообразная минерализация связана с породами гипербазитовой формации. В дунитах и богатых оливином гарцбургитах хромит образует шпирообразные скопления, жильобразные и линзообразные тела массивных и вкрапленных руд. Довольно широко распространено также никелевое оруденение, представленное различными генетическими типами, но промышленных скоплений руд никеля, так же как и хрома, пока не обнаружено. Значительно больший интерес представляют асбест и тальк: месторождения асбеста (Актовракское в Туве, Ильчирское в Восточном Саяне) связаны с серпентинизированными массивами гипербазитов, а гидротермально-метасоматические и биметасоматические месторождения талька залегают в контактовых зонах между полевошпатовыми породами и гипербазитовыми массивами или в самих массивах.

В сложном многофазном массиве сиенитов, нефелиновых сиенитов и других пород Ботокольского гольца залегают одноименное месторождение графита, дающее высококачественное сырье уже свыше ста лет. Рудные тела с высоким содержанием графита в виде гнезд и штоков неправильной формы приурочены к центральной части массива и, кроме того, отдельные участки его содержат рассеянную вкрапленность графита.

Важнейшее значение в качестве алюминиевой руды имеют некоторые из нефелиновых пород — горячиты, ургиты и т. д. Большие запасы этих руд, которые являются важным сырьем для Иркутского и Красноярского алюминиевых заводов, содержатся в Горячегорском и других месторождениях.

В группе полезных ископаемых экзогенного происхождения выделяется ряд первично осадочных месторождений, связанных с определенным типом формаций — марганценосных, бокситоносных, фосфоритоносных и других. Среди них важная роль принадлежит месторождениям марганца (Усинское в Кузнецком Алатау, Мазульское в хр. Арга), которые представляют собой линзы и пластообразные залежи в эффузивно-терригенных и

карбонатных толщах. Запасы бокситов содержатся в Боксонском месторождении в Восточном Саяне, в котором рудные тела неправильной формы залегают на закарстованной поверхности известняков протерозоя; месторождение относится к осадочному геосинклинальному типу.

Известный интерес представляют слабо еще изученные железистые кварциты типа джеспилитов, а также апатитсодержащие породы докембрия в Восточном Саяне и пластообразные залежи фосфоритов в известняках усинской свиты.

Среди горючих полезных ископаемых на первом месте стоят каменные угли двух каменноугольных бассейнов — Минусинского и Улугхемского (в Туве), с углями преимущественно позднепалеозойского возраста (во втором из названных бассейнов есть и коксующиеся угли). В Минусинском прогибе обнаружены проявления газа и нефти.

Следует упомянуть также россыпные месторождения золота, ныне уже почти повсеместно выработанные, известные почти во всех горных районах.

Богато и разнообразно представлены строительные материалы — мраморы и кварциты, доломиты и известняки, пески и галечники, а также керамическое сырье и т. д.

Основные этапы развития

История геологического развития рассматриваемой территории в докембрийском этапе устанавливается только в самых общих контурах, однако и этого достаточно, чтобы видеть многие важные черты сходства в развитии сибирских каледонид и охарактеризованных выше байкалид. Обе эти области в протерозое развивались на расчлененном и частично погруженном архейском фундаменте в непосредственной близости от окончательно консолидированных в конце архея частей Сибирской платформы. В результате внутри них отмечается ряд приподнятых архейских глыб, игравших в протерозойской геосинклинальной области роль срединных массивов. Сравнение этих глыб с кристаллическими массивами платформы показывает их большое сходство по целому ряду важнейших признаков, что свидетельствует о единообразии геологических условий их формирования. Многие сходные особенности характеризуют развитие этих областей в геосинклинальной стадии их развития в протерозое, когда они входили в состав огромного Центрально-Азиатского геосинклинального пояса, охватывающего весь юг Сибири и протягивающегося на восток до Тихого океана. Особенности этого этапа охарактеризованы ранее при описании байкалид. Следует только подчеркнуть, что в пределах каледонид основные структурно-фациальные зоны не устанавливаются столь четко, как в байкалидах, будучи замаскированы в процессе дальнейшего развития геосинклинальной области.

Важнейшее значение в истории каледонид имел раннепалеозойский этап, в особенности его начальная стадия, охватывающая

кембрийский период. В это время здесь располагалась тектонически резко расчлененная область, для которой особенно характерно наличие многочисленных высоко приподнятых выступов комплекса основания, сложенных ранним докембрием. В геосинклинальных прогибах накапливались типичные геосинклинальные формации — спилит-кератофировой группы, граувакковая, аспидная и другие; геоантиклинальные поднятия и срединные массивы были участками накопления карбонатных, вулканогенных и терригенных толщ, нередко разделенных перерывами. Многочисленные глубинные разломы двух преобладающих направлений — северо-западного и северо-восточного — разграничивают крупные зоны преимущественных поднятий и опусканий и контролируют разнохарактерные и очень обильные магматические проявления и сопутствующую минерализацию. К концу этапа произошло замыкание значительной части геосинклинали, прилегающей к Сибирской платформе.

Следует подчеркнуть, что в кембрийском периоде геосинклинальная область продолжала развитие, начатое в протерозое, о чем можно судить по отсутствию в ряде мест перерыва между отложениями соответствующего возраста. В других случаях между ними отмечается резкий перерыв, что свидетельствует о достаточно энергичных тектонических движениях на рубеже протерозоя и кембрия. Однако эти движения не привели к постепенному отмиранию геосинклинального режима в кембрии, как это случилось в области байкалид, а наоборот, активизировали его. Вместе с тем именно в кембрии получили четкое оформление главные элементы структуры каледонид, наметившиеся уже раньше.

В результате энергичных складкообразовательных движений второй половины кембрия и сопровождающих явлений интрузивного магматизма большая часть региона оформилась в качестве зоны ранней стабилизации каледонид (или салаирских складчатых сооружений, по другим авторам). В ордовике и частично раннем силуре геосинклинальный режим сохранился в Западном Саяне и Западной Туве, где в это время накапливались мощные флиш-идные толщи; в раннем и среднем ордовике осадкообразование местами сопровождалось эффузивным вулканизмом. Интенсивные складкообразовательные движения с формированием системы линейных складок проявились здесь только во второй половине силура, когда каледонская геосинклинальная область замкнулась и ее место заняла горная страна складчато-глыбового строения. Таким образом, при продвижении от края Сибирской платформы на юго-запад мы попадаем из области древних структур в область более молодых, а крайняя западная их часть представляет собой как бы промежуточную тектоническую зону между Сибирскими каледонидами и герцинидами Алтая. Наиболее резко черты этой зоны проявляются в Салаирском кряже, который будет нами рассмотрен в составе герцинских складчатых сооружений.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ (ГЕРЦИНСКИЕ СООРУЖЕНИЯ АЛТАЯ И КАЛБЫ)

После короткого и сравнительно спокойного тектонического периода, охватывающего самый конец силура и, вероятно, начало девона, рассматриваемая область вступила в средне-позднепалеозойский этап развития, качественно резко отличающийся от предыдущего. В начале этого этапа значительные по площади участки ранее консолидированной и превращенной в складчатую страну области раздроблены и вовлечены в опускание по системе разломов, которые послужили каналами для энергичной вулканической деятельности наземного типа. В участках опускания были сформированы крупные межгорные прогибы, выполнявшиеся вначале очень мощными осадочно-вулканогенными толщами, а позже также довольно мощными угленосными отложениями. Складчатые дислокации, возникшие в этот период, целиком обусловлены разломами в фундаменте и имеют скорее платформенный характер, хотя и отличаются значительной интенсивностью. Вместе с тем в прогибах накапливались очень мощные толщи осадков и происходила энергичная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся интрузивными проявлениями. Все это вместе взятое не позволяет безоговорочно рассматривать средне-верхнепалеозойский этап развития каледонид как типично платформенный, но его ни в коем случае нельзя считать геосинклинальным. Повидимому, в данном случае приходится говорить об особом типе развития земной коры, о чем подробнее будет сказано ниже.

О мезозойско-кайнозойском этапе известно очень мало из-за отсутствия соответствующих геологических документов. Осадки юрского возраста в Тувинском прогибе говорят о том, что в это время существовали локальные области прогибания, наследовавшие позднепалеозойские. Складчатость в юрских породах свидетельствует об отчетливо проявленных позднеюрских движениях. Вполне вероятно, что с этими движениями местами связано внедрение наиболее поздних массивов щелочных пород, образование которых, судя по данным абсолютного возраста, относится ко второй половине юрского периода. В это время наблюдалось некоторое оживление разломов по периферии Минусинского прогиба, по которым произошло поднятие небольших порций основной магмы, давшей начало неккам и дайкам базальтов.

В течение всего рассматриваемого этапа преобладали тектонические движения, сформировавшие крупные сводовые и горстобразные поднятия и разделяющие их тектонические депрессии. Новейшие движения этого типа, также проходившие в основном по древним структурным швам и снова сопровождавшиеся некоторым оживлением вулканической деятельности, привели вместе с деструкционными процессами к формированию современной сложнорасчлененной горной страны. Для разных ее участков характер тектонических движений был различен: на крайнем востоке они были более интенсивными и дифференцированными при ведущей роли опусканий, тогда как на всей остальной территории ведущая роль принадлежала поднятиям [59].

С юго-запада к каледонидам примыкает Алтай, занимающий обширную территорию вплоть до долины Иртыша. Большая его часть представляет собой сложнорасчлененную высокогорную страну, понижающуюся на юго-западной окраине. В высокогорной части Алтая выделяется ряд коротких, но мощных хребтов, имеющих характер высоких нагорий со сглаженными водораздельными пространствами и гольцовыми вершинами, но местами с резко выраженным альпийским рельефом. Наиболее приподнятой является область центральных цепей в бассейне верховьев р. Катунь, где в субширотном направлении протягиваются Кату́нские Белки, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты. Высоты здесь нередко до 3 км, а отдельные вершины превышают 4,5 км (гора Белуха в Катунских Белках 4620 м).

Хребты преимущественно широтного и близкого к нему направлений располагаются и южнее. В районе оз. Маркакуль протягиваются цепи Южно-Алтайского хребта с рядом ответвлений, восточнее — короткий высокогорный массив Богдо-Ола с горой Кийтын, имеющей высоту 4653 м, а еще далее к востоку — хр. Сайлюгем, высоты в котором уже значительно меньше, всего до 2500 м. Севернее и восточнее центральных цепей ряд хребтов протягивается в северо-западном направлении — Теректинский, Коргонский, Тигерецкий, Курайский и ряд их ответвлений с высотами до 2,5—3 км, а западнее — протяженный хр. Холзун, имеющий ряд субширотных ответвлений — хребты Убинский, Ульбинский, Бухтарминский, довольно быстро снижающиеся по направлению на запад. Между цепями Холзуна и Южно-Алтайского хребта протягиваются еще два горных сооружения — Листвяга и к юго-западу от последнего Нарымский хребет. Между Иртышом и его левым притоком Чаром располагается система горных гряд Калбы. Это невысокая, но довольно сильно расчлененная гористая область с отдельными высотами свыше 1500 м в восточной ее части. Рельеф Калбы в общем довольно мягкий, однако северо-восточная ее гряда, протягивающаяся вдоль Иртыша, расчленена на ряд отдельных гор и их групп с острыми гребнями и крутыми склонами. К югу горные сооружения постепенно понижаются и сливаются с равнинными пространствами Зайсанской котловины.

Весьма характерные для рельефа высокогорной части Алтая поверхности выравнивания покрыты альпийскими лугами, а выше появляются каменистые болота и многочисленные ледники. Большая часть всей этой горной страны покрыта сплошными лесами. Только в северо-западной части Алтая, на Калбе и в Зайсанской котловине лес сменяется лесостепью и обширными безлесными пространствами; такие же участки есть и в глубине горной страны (Чуйская котловина на юго-востоке Алтая и др.).

Начало геологического изучения Алтая относится к XVIII в. и связано с обнаружением здесь богатых месторождений серебра и меди. Однако первые региональные геологические исследования были произведены только в середине XIX в., когда ряд районов Алтая был изучен П. А. Чихачевым, а Калба посещена А. Влангали. В результате своих исследований П. А. Чихачев составил одну из первых геологических карт масштаба 1 : 1 000 000, охватывающую значительную часть территории Азиатской России.

Возобновление геологических исследований в регионе относится уже к XX в. и связано с именами В. А. Обручева, В. К. Котульского, М. Э. Янишевского и других геологов Геологического комитета, работавших здесь еще до Октябрьской революции.

С начала двадцатых годов начал свои многолетние исследования Алтая и Калбы В. П. Нехорошев. Наряду с ним в 20-е и 30-е годы эти регионы изучали Н. Л. Бубличенко, И. Ф. Григорьев, Н. А. Елисеев, В. К. Котульский, Ю. А. Кузнецов, А. А. Никонов, Б. Ф. Сперанский, Ю. Н. Шахов и другие исследователи. Позже, в основном уже в послевоенные годы, в этих районах работали крупные коллективы московских, ленинградских и западно-сибирских геологов. Среди исследователей этого периода, внесших значительный вклад в понимание геологического строения Алтая и Калбы, следует в первую очередь назвать Г. Д. Ажгирея, И. И. Белостоцкого, Н. Л. Буличенко, М. К. Винкман, Д. И. Горжевского, Н. А. Елисеева, П. Ф. Иванкина, В. А. Кюмар, В. А. Кузнецова, Ю. А. Кузнецова, Н. Н. Курека, М. В. Муратова, В. П. Нехорошева, В. Н. Огнева, В. И. Славина, Л. Л. Халфина, Б. Я. Хореву, Г. Ф. Яковлева и многих других.

Стратиграфия

На Алтае и Калбе наибольшим развитием пользуются отложения от ордовика до карбона, тогда как породы протерозоя и кембрия, столь широко распространенные восточнее, занимают резко подчиненное положение; также незначительно развиты пермские и более молодые отложения.

В пределах рассматриваемой территории, как и всей Алтае-Саянской горной страны в целом, наблюдается как бы «омоложение» геологических комплексов при продвижении с востока на запад. В соответствии с этим выделяется несколько структурно-фациальных зон первого порядка, резко отличающихся историей геологического развития. Границами между ними в большинстве случаев служат зоны глубинных разломов. На востоке располагается Горный Алтай, характеризующийся широким развитием ордовика и силура, а также девона. Следующая структурно-фациальная зона, в которой особенно широко развиты девонские отложения, носит название Рудного Алтая. Еще дальше к западу, где широко представлены каменноугольные отложения, протягивается Калбинская, или Калба-Нарымская зона. В южной части

Алтая — в районе оз. Маркакуль выделяется Южноалтайская зона, которая протягивается далеко на север, вклиниваясь в виде узкой полосы между Горным и Рудным Алтаем. Внутри перечисленных крупных зон выделяется ряд структурно-фациальных зон второго порядка (рис. 26).

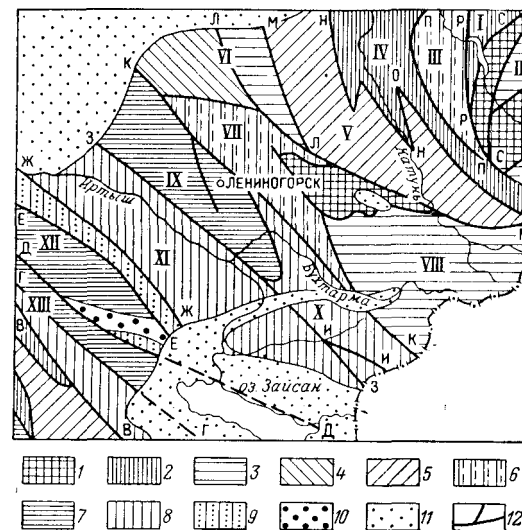


Рис. 26. Схема расположения структурно-фациальных зон и глубинных разломов Алтая (по Н. П. Нехорошеву).

1 — верхний протерозой (выступы докембрийского фундамента); 2 — синий и кембрий; 3 — кембро-ордовик; 4 — ордовик и силур; 5 — ордовик — девон; 6 — девон — нижний карбон, преимущественно вулканогенные; 7 — преимущественно терригенные; 8 — девон — нижний карбон, преимущественно терригенные; 9 — верхний карбон; 10 — верхний палеозой; 11 — кайнозой; 12 — глубинные разломы. Структурно-фациальные зоны: I — Абаканская; II — Алтае-Саянская; III — Уйменско-Лебедская; IV — Катунская; V — Ануйско-Чуйская; VI — Талицкая; VII — Коргонская; VIII — Холзунско-Чуйская; IX — Рудно-Алтайская; X — Южноалтайская; XI — Калба-Нарымская; XII — Чарская; XIII — Жарминская. Глубинные разломы: В-В — Калба-Чингизский; Г-Г — Жарминский и Северо-Манракский; Д-Д — Арнальский и Зайсанский; Е-Е — Чарский; Ж-Ж — Западнокалбинский; З-З — Иртышский; К-К — Северо-Восточный; Л-Л — Чарынский; М-М — Башелан — Южно-Чуйский; Н-Н — Алтайский (Кузнецко-Алтайский) О-О — Актуринский; П-П — Кубинский; Р-Р — Ташелгинско-Кондомский и Телецкий; С-С — Северосаянский; С-У — Курайский

Протерозой. Наиболее древние отложения, относимые большинством исследователей к верхнему протерозою, обособляются в *Горном Алтае* под названием теректинской свиты. Она слагает значительную площадь в районе Теректинского хребта и в восточной части хр. Сайлюгем. Свита состоит из кварц-серицитовых, кварц-хлоритовых, кварц-карбонатных, актинолит-хлоритовых, графит-кварцевых и других метаморфических сланцев с прослоями слюдистых кварцитов и изредка мраморов. Мощность ее достигает нескольких километров.

Многие геологи относят к протерозою метаморфизованные породы, слагающие небольшие участки в некоторых

антиклинориевых структурах *Рудного Алтая* и в Иртышской зоне смятия, отделяющей Рудный Алтай от Калба-Нарымской зоны. Однако другие исследователи считают, что все эти породы возникли в результате метаморфических преобразований палеозойских отложений.

Отложения верхов верхнего протерозоя известны в бассейнах рек Катунь и Чуи, где они слагают наиболее приподнятые участки Катунского горст-антиклинория и Кадринский горст: это баратальская и манжерокская свиты, хотя для последней не исключается и раннекембрийский возраст. Баратальская свита мощностью почти до 3 км сложена мраморизованными известняками со строматолитами, кварцитами, филлитами и кремнистыми сланцами, чередующимися с диабазовыми порфиритами и их туфами; свиту эту относят к кремнисто-карбонатной формации [33]. Манжерокская свита залегает на баратальской с разрывом и сложена типичным комплексом пород спилит-кератофировой формации — основными и кислыми вулканитами с прослоями известняков и сланцев. В известняках также обнаружены строматолиты. Мощность свиты 1—2 км, местами — 3,5 км.

К е м б р и й. Полный фаунистически охарактеризованный разрез кембрия известен только в северо-восточной части *Горного Алтая*. Ядро Катунского горст-антиклинория сложено каянчинской серией, залегающей на подстилающих отложениях с разрывом. Сложена она главным образом карбонатными породами, но в основании ее находятся мощные конгломераты. В серии обнаружены археоциаты и трилобиты нижнего кембрия. Мощность ее изменяется в пределах от 1000—1300 до 2000 м.

Выше залегают вулканогенно-терригенные отложения каимской свиты. В нижней ее части в большинстве случаев преобладают эффузивы и пирокластические породы разного состава, а выше главная роль переходит к разнообразным сланцам (в том числе кремнистым) и песчаникам с редкими прослоями мраморизованных известняков. Мощность свиты подвержена значительным колебаниям — от сотен метров до нескольких километров. Большинство исследователей относит каимскую свиту к амгинскому ярусу, однако присутствие в ней археоциат и видовой состав трилобитов показывают, что нижняя ее часть, вероятно, формировалась в ленском веке. Терригенный состав имеет и верхняя часть среднего кембрия мощностью в несколько сотен метров.

Верхний кембрий (до 400—500 м) распространен очень ограниченно и представлен глинистыми сланцами, пестроцветными песчаниками, конгломератами и известняками с трилобитами.

На обширных пространствах Горного Алтая к юго-западу от Катунского горст-антиклинория распространены отложения горноалтайской свиты, объединяющие осадки верхнего кембрия и тремадока. Возраст ее определяется условно по залеганию между фаунистически охарактеризованными отложениями среднего кембрия и аренигского яруса. Горноалтайская свита представляет

собой мощную — до 5 км толщю флишовой типа, состоящую из ритмически чередующихся зеленых и фиолетовых метаморфизованных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, к которым местами присоединяются гравелиты и конгломераты.

О р д о в и к. Помимо «немых» отложений верхних частей горноалтайской свиты в *Горном Алтае* широко представлены фаунистически охарактеризованные осадки всех отделов ордовика.

Тремадокский ярус обнаружен в западной части Катунского горст-антиклинория; в составе его участвуют терригенные осадки, очень похожие на породы горноалтайской свиты, но содержащие трилобиты из семейств *Olenidae* и *Agnostidae*.

Отложения нижнего и среднего ордовика распространены в восточных структурно-фациальных зонах Горного Алтая — Ануйско-Чуйской и Уйменско-Лебедской. В Уйменско-Лебедской зоне отложения этого возраста залегают на каимской свите с резким несогласием и мощными конгломератами в основании и представлены глинистыми и кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, а также мергелями и известняками общей мощностью до 1600—1700 м. В толще собрана богатая фауна трилобитов, наутилоидей и брахиопод, датирующая ее возраст как аренигский — лландейльский.

Близкие по составу и мощности отложения известны в Ануйско-Чуйской зоне, но наряду с ними здесь распространены терригенные отложения верхней части ордовика мощностью до 2 км, залегающие на подстилающих отложениях несогласно и с конгломератами в основании.

В северо-западной части Горного Алтая — в бассейне р. Чарыш находится толща до 1200 м песчаников, черных алевролитов, аргиллитов и сланцев (бугрышихинский горизонт) с трилобитами и граптолитами низов среднего ордовика. Верхняя половина системы, разделенная на ряд горизонтов мощностью в несколько сотен метров каждый, сложена внизу преимущественно терригенными породами, а выше главная роль переходит к известнякам.

В Талицком хребте обширная площадь занята отложениями, показанными на геологической карте как верхний кембрий. Однако в настоящее время многие исследователи склонны относить их к среднему кембрию — нижнему ордовика.

В *Южном Алтае* известны верхнеордовикские терригенно-карбонатные отложения с кораллами и мшанками.

В *Рудном Алтае* в ядрах крупных антиклиналей кое-где вскрыты заметно метаморфизованные отложения без фауны, которые по степени метаморфизма напоминают теректинскую свиту, а по литологическому составу похожи на верхний ордовик. Поэтому среди геологов нет единого мнения о их возрасте: одни предполагают, что эти отложения являются протерозойскими, другие относят их к ордовика.

С и л у р. Силурийские отложения развиты в тех же районах, что и ордовикские, но наиболее полные разрезы известны в Ануйско-Чуйской и Чарышской зонах.

Нижний силур залегает несогласно с базальными горизонтами, представленными конгломератами и песчаниками, но местами начинается карбонатными породами. В разных районах отложения отдела, выделяемые в виде ряда свит с местными наименованиями, значительно отличаются в деталях, но в обобщенном виде разрез характеризуется переслаиванием песчаников, глинистых и известково-глинистых сланцев и известняков общей мощностью от нескольких сотен метров до 2,5 км. При анализе распределения осадков разного литофациального состава легко устанавливаются области размыва, которыми служили Катунский горст-антиклинорий и Теректинский горст: именно около них нижний силур сложен грубообломочными породами, которые дальше сменяются более тонкозернистыми осадками. В разных пунктах собрана богатая фауна лландовери и венлока — граптолиты, брахиоподы и кораллы.

Верхний силур залегает на нижнем трансгрессивно и местами резко несогласно. В основании иногда залегают конгломераты, а выше идет однородная толща мраморизованных известняков, к которым местами присоединяются терригенные породы. Мощность отдела, содержащего брахиоподы и кораллы, от нескольких сотен метров до 1,5 км.

Незначительные выходы верхнего силура известны на западном склоне Калбы. В основании видимой части разреза залегают серые аргиллиты, чередующиеся с кремнистыми породами и содержащие прослой красных яшм; мощность их около 100 м. Выше идут известняки, образующие ряд крупных линз, и мергелистые сланцы.

Д е в о н. Девонские отложения распространены на Алтае особенно широко. Они развиты во всех структурно-фациальных зонах и обычно резко различаются по мощности и литологическому составу. Вместе с тем они имеют некоторые черты, сближающие их между собой и одновременно резко отличающие их от более древних отложений. Характерной чертой девона является наличие в его составе вулканитов, в особенности кислых, хотя встречаются также породы среднего и основного состава. Эта особенность девона, в частности, отличает его от кембрия, в сложении которого участвуют преимущественно основные эффузивы.

В *Горном Алтае* девонские отложения выполняют крупные прогибы и представлены довольно разнообразно (рис. 27).

Наиболее полный разрез изучен в Ануйско-Чуйском прогибе. С резким несогласием на нижнем палеозое залегает существенно обломочная толща мощностью от 500 до 1500 м. состоящая из конгломератов, грубозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, которым подчинены мергелистые сланцы и известняки. В ней найдены брахиоподы кобленцкого яруса.

Отложения эйфельского и живетского ярусов разделены несогласием. Нижняя часть эйфеля наиболее непостоянна по составу. Местами это вулканогенная толща, которую слагают основные и кислые эффузивы и их пирокласты, часто замещающие друг друга по простиранию и достигающие мощности 1,5 км. В других пунктах накапливались глинистые сланцы, мергели, известняки или же только рифогенные известняки мощностью до 500 м. Верхняя часть яруса сложена кислыми эффузивами и их туфами, вулканическими брекчиями и агломератами, которые по простиранию местами сменяются породами основного состава; глинистые

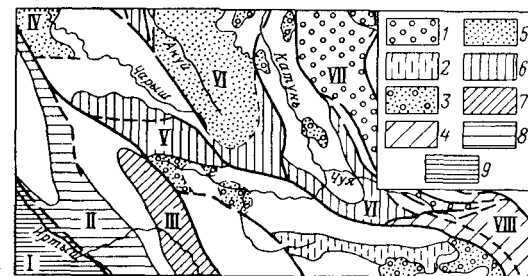


Рис. 27. Схема расположения девонских прогибов Горного Алтая (по И. И. Белостоцкому).

Прогибы, выполненные: 1 — ордовиком — девоном; 2 — силуром — эйфелем; 3 — нижним девоном — эйфелем; 4 — флишевыми отложениями второй половины девона; 5 — остаточные прогибы, замкнувшиеся в девоне или позже; 6 — зоны перехода остаточных прогибов в наложенные с развитием черносланцевых флишеидных толщ и энергичным вулканизмом в эйфельском веке; 7 — флишеидные прогибы, выполненные нижним девоном — нижним карбоном; 8 — герцинские прогибы рудноалтайского типа (со значительной подвижностью и интенсивным магматизмом); 9 — герцинские внутренние геосинклинальные прогибы. Прогибы: I — Калбинский, II — Рудно-Алтайский, III — Бухтарминский, IV — Курьинский, V — Коргонский, VI — Ануйско-Чуйский, VII — Уйменско-Лебедский, VIII — Восточноалтайский (Юстыдский)

сланцы и песчаники встречаются в этой части разреза в резко подчиненном количестве. Возраст охарактеризованных отложений определяется на основании находок кораллов и брахиопод. Мощность их достигает 1500—1700 м. Живетский ярус сложен преимущественно осадочными породами. В центральной части Ануйско-Чуйского прогиба располагается толща темно-серых и черных алевролитов и глинистых сланцев, часто пиритизированных, чередующихся с песчаниками табачного цвета. Местами встречаются быстро выклинивающиеся прослой известняков, а в нижней части толщи — также маломощные кислые эффузивы и их туфы. Общая мощность этих отложений превышает 2 км. В них находится очень характерный, так называемый «чиелевый» комплекс брахиопод: *Spirifer (Euryspirifer) cheehiel*, *S. (Brachyspirifer) martianovi*, *S. (Lamellispirifer) mucronatus*, *Atrypa ex gr. reticularis*. Франские отложения местами сложены сильно известковистыми глинистыми сланцами мощностью всего до 300 м с тонкими прослоями известняка и содержат *Cyrtospirifer achmet*.

В центральной части прогиба к франскому ярусу относят эффузивно-осадочную толщу мощностью от нескольких сотен метров до 1400 м, нижняя половина которой состоит из средних эффузивов и их пирокластов, а верхняя — из глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. В северной части прогиба под наименованием черемшанской свиты выделены отложения, объединяющие фаменский и турнейский ярусы. Нижняя часть свиты мощностью 300 м состоит из песчаников, глинистых и мергелистых сланцев с прослоями конгломератов внизу и известняков вверху и содержит (*Cyrtospirifer*) *archiaci* и *S. verneuli*. Верхняя ее часть включает переслаивающиеся песчаники и известняки мощностью 350 м со *Spirifer* *ex gr. tornacensis*. Границу между системами можно провести внутри свиты только по смене фауны — в кровле слоев с циртоспириферами.

В Уйменско-Лебедском прогибе накапливались преимущественно континентальные и лагунные отложения. Здесь было сформировано несколько обособленных свит, получивших местные наименования. К нижнему девону и частично эйфельскому ярусу относится терригенная толща от 1100 до 2000 м. Средний отдел сложен вулканогенно-осадочной толщей от 3 до 4,5 км, содержащей в верхней части чиелевую фауну. Верхний девон, имеющий такую же мощность в северной (Лебедской) части прогиба, также сложен вулканогенно-осадочными породами.

Существенные отличия имеет разрез девона на юго-востоке Горного Алтая — в районе Чуйской впадины, где он имеет мощность до 12 км. По мнению некоторых исследователей, отложения имеют флишевый характер, однако они, скорее, напоминают молассу. Здесь выделяются две серии, в которых объединено несколько свит с местными наименованиями. Нижняя из них — сайлюгемская серия залегает с перерывом и несогласием и имеет мощность около 3,5 км. Это красноцветная, в основном континентальная эффузивно-терригенная толща, содержащая прослой известняков с брахиоподами эйфеля и живета. Юстыдская серия залегает на сайлюгемской местами несогласно, в других случаях с постепенными переходами. Состоит она из сероцветных терригенных, реже карбонатных морских отложений с подчиненными пестроцветными терригенными породами континентального происхождения. В нижней части содержатся брахиоподы чиелевого комплекса, а выше — фауна франского и фаменского ярусов.

На западе, в Коргонском прогибе, фаунистически охарактеризованные нижнедевонские отложения отсутствуют, а эйфель (до 3 км) обнаруживает большое сходство с одновозрастными породами Рудного Алтая, которые будут охарактеризованы ниже. Своеобразный характер имеет здесь и верхняя часть живетского яруса, образующая толщу мощностью до 1200 м, в составе которой главную роль играют известняки и известково-глинистые сланцы с чиелевой фауной. В Чарышском районе девон залегает резко

несогласно на ордовике и сложен розоватыми, часто рифовыми известняками мощностью от нескольких десятков метров до 200—300 м, содержащими фауну кобленцкого и эйфельского ярусов. Выше несогласно лежат эффузивы, условно относящиеся к верхам живетского яруса или к верхнему девону.

Девонские отложения Рудного Алтая, которые разделяются на большое количество свит с местными наименованиями, принадлежат к среднему и верхнему отделам системы; они характеризуются большой фациальной изменчивостью и широким развитием в их составе вулканогенных образований. По фациальному облику, полноте разрезов и мощности они довольно сильно отличаются в зависимости от положения в участках геосинклиального или геантиклинального строения, которые образуют обособленные структурно-фациальные зоны второго порядка (рис. 28).

Эйфельские отложения, нередко начинающиеся базальными конгломератами, залегают на нижнепалеозойских (или протерозойских?) отложениях резко несогласно и разделены на ряд свит. Нижняя часть яруса сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов, лавами и туфами кислого, редко основного состава, известняками, содержащими обильную фауну брахиопод. В участках синклинального строения основная роль в разрезах принадлежит терригенным и карбонатным породам, тогда как в антиклинориях широко развиты вулканиты. Одновременно в синклинориях значительно увеличивается мощность отложений: если, например, в Алейском антиклинории мощность их изменяется в пределах от нескольких сотен метров до 1000—1100 м, то в наиболее прогнутых участках Белоубинского синклинория она превышает 2,5 км. Верхняя часть эйфельского яруса представлена почти исключительно кислыми, очень редко средними вулканогенными породами — лавами, туфами и брекчиями кварцевых альбитофиров, отчасти кварцевых порфиров с маломощными прослоями туфогенных песчаников и аргиллитов. Мощности этой части яруса также подвержены резким колебаниям: в Белоубинском и Быструшинском синклинориях

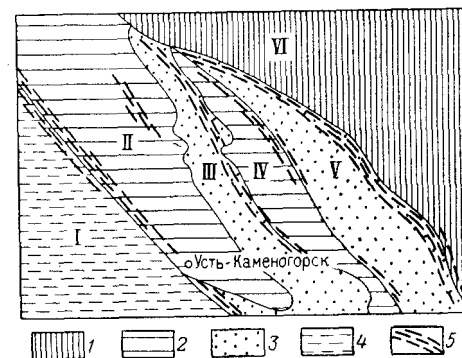


Рис. 28. Схема основных палеозойских структур Рудного Алтая (по Г. Ф. Яковлеву).

1 — область преимущественно раннекаледонской складчатости; 2 — геантиклинальные зоны; 3 — геосинклинальные зоны; 4 — область преимущественно позднегерцинской складчатости; 5 — зоны смиты; I — Калбинский синклинорий; II — Алейский антиклинорий; III — Быструшинский синклинорий; IV — Синюшинский антиклинорий; V — Белоубинский синклинорий; VI — Талицкий антиклинорий

они достигают 1,5—2 км, в отдельных участках Алейского антиклинория снижаются до 200—400 м.

Живетские отложения по сравнению с эйфельскими пользуются ограниченным распространением. Местами они значительно размыты и представлены только частью яруса с базальными горизонтами конгломератов, содержащих разнообразную гальку, в том числе интрузивных пород. На северо-восточном крыле Алейского антиклинория живет сложен разнообразными песчаниками, туфогенными конгломератами и брекчиями, туфами среднего, кислого и изредка основного состава, к которым иногда присоединяются известковистые аргиллиты и известняки. В других пунктах развиты терригенные породы. В них встречена чиелевая фауна. Мощность изменяется в разных пунктах Быструшинского синклинория от 650 до 1200 м, тогда как в Алейском антиклинории они полностью отсутствуют, а в ряде других районов входят в состав нерасчлененной толщи среднего — верхнего девона.

Верхний девон распространен широко, однако индивидуализированные отложения франского и фаменского ярусов известны только в Алейском антиклинории. Франский ярус залегает на эйфельском с разрывом и конгломератами в основании, представлен разнообразными по составу лавами и туфами (в том числе основными в нижней части разреза), а также песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми и известковистыми сланцами и известняками. Верхняя часть яруса сложена осадочными и осадочно-туфогенными породами с брахиоподами и имеет мощность до 1400 м.

Фаменские отложения местами залегают с разрывом и сложены крупнозернистыми и грубообломочными породами — туфогенными конгломератами, гравелитами и песчаниками, изредка содержащими прослой алевролитов и аргиллитов и чередующиеся с лавами среднего, реже кислого и основного состава; в них также обнаружены брахиоподы. Мощность изменяется от 600 до 1500—1800 м.

Кроме охарактеризованных отложений, в Быструшинском синклинории под названием алейской свиты выделяется нерасчлененный верхний девон, а в Белоубинском синклинории и некоторых других районах — белоубинская свита и ее возрастные аналоги, объединяющие отложения среднего и верхнего девона. Алейская свита состоит из терригенных пород, преобладающих в нижней части разреза, а выше — из кислых и средних лав и их туфов, содержащих подчиненное количество осадочных пород. Мощность свиты колеблется в пределах от 1 до 3,5 км. Белоубинская свита имеет такую же мощность и сложена песчано-глинистыми породами, иногда лавами и туфами среднего и основного, реже кислого, состава.

Резко отличаются девонские отложения в Южном Алтае, где в их состав включаются две свиты; кроме того, самые верхи девона и низы карбона объединяются еще в одну самостоятельную свиту. Нижняя из них — култубарская внизу представлена песча-

никами и сланцами с отдельными горизонтами известняков, выше которых идут кислые и средние вулканогенные породы и, наконец, — пестрая вулканогенно-осадочная толща. Фауна позволяет отнести породы этой свиты к кобленцкому и эйфельскому ярусам. В. П. Нехорошев относит к нижнему девону только нижнюю терригенную часть свиты, отмечая, что появление здесь вулканогенных продуктов, как и в других районах Алтая, знаменует наступление нового, среднедевонского этапа развития. Мощност култубарской свиты очень велика и колеблется в пределах от 5 до 6,5 км, причем терригенная ее часть составляет всего около 1,5 км.

Выше согласно залегает кыстав-курчумская свита, широко распространенная не только в Южном Алтае, но и на Калбе. Эта свита (от 1800 до 3000 м) представлена монотонной толщей местами заметно метаморфизованных глинистых сланцев, алевролитов и туфогенных песчаников с покровами диабазовых порфиритов и линзами известняков; бедная фауна плохой сохранности позволяет считать наиболее вероятным живетский возраст свиты.

Индивидуализированные отложения нижнего девона известны в пределах полосы, далеко вдающейся на север между Горным и Рудным Алтаем и выделяющейся в качестве самостоятельной Бухтарминской, или Белоубинской, зоны. Представлены они полукилометровой толщей известняков и известковистых сланцев с кобленцкими кораллами. Эйфельский ярус сложен вулканогенно-осадочной толщей мощностью до 2 км, а живетский — километровой толщей известняков. Верхний девон здесь отсутствует.

В Южном Алтае встречаются обрывки отложений, представленных черными немymi глинистыми сланцами, которые скорее всего относятся к такырской свите, широко развитой в Калбе. Учитывая глубокий эрозионный срез свиты, можно думать, что здесь распространена только нижняя девонская ее часть.

В Калба-Нарымской зоне девон имеется в западной части Калбы, а на востоке протягивается в виде широкой полосы, примыкающей к Иртышской зоне смятия. В Западной Калбе он представлен всеми отделами и имеет мощность около 10 км. Нижний отдел сложен разнообразными известняками, в том числе рифовыми, яшмами, алевролитами, порфиритами и другими породами с общей мощностью 2500—2800 м. В них содержатся такие руководящие ископаемые, как *Plectatrypa marginaloides* (жединский ярус) и *Karpinskia conjugula* (кобленцкий ярус). Средний отдел внизу состоит из кремнистых аргиллитов, яшм и других кремнистых пород, с прослоями и линзами известняков и с базальными конгломератами. Выше залегает километровая толща туфов и туфобрекчий, туфопесчаников и кремнистых аргиллитов, чередующихся с покровами диабазовых порфиритов, а затем — снова существенно кремнистая толща, состоящая из зеленых, красных

и фиолетовых обычных и кремнистых аргиллитов и яшм общей мощностью до 2 км. Верхний девон выражен в нижней части серыми и зелеными граувакковыми песчаниками и аргиллитами, чередующимися с яшмами, а выше — известняками, яшмами и кремнистыми сланцами. В известняках среди брахиопод обнаружен *Cyrtospirifer sulcifer* (так называемые сульфидеровые слои фаменского яруса).

В восточных районах Калба-Нарымской зоны наиболее древними являются верхнеэффельские отложения (до 800 м), сложенные внизу кислыми эффузивами с прослоями терригенных пород и рифовых известняков, а выше — филлитизированными и хлоритизированными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами. Выше согласно залегают сланцы кыстав-курчумской свиты, которые прослеживаются на расстояние нескольких сотен километров вдоль Иртышской зоны смятия и всюду метаморфизованы в той или иной степени: местами они только серицитизированы и хлоритизированы, но в других случаях изменены до стадии роговообманковых и других кристаллических сланцев и гнейсов. Среди зеленых метаморфических сланцев залегают прослой мраморов с фауной плохой сохранности.

В восточной Калбе широко распространена такырская свита, относимая к фамену — нижнему турне. Она прослеживается в виде широкой полосы на расстояние почти 500 км — от государственной границы на юге до Кулундинской степи. Здесь породы этой свиты погружаются под кайнозойский чехол, но затем снова выходят на поверхность у западного подножия Салаирского кряжа, где они уже называются инской свитой. Такырская свита выражена очень однородной толщей черных глинистых сланцев, среди которых в верхней ее части появляются прослой серых песчаников и изредка туфов. Органические остатки встречаются редко и представлены пелециподами, мшанками, члениками лилий и обугленными остатками растений. Мощность свиты точно не определена, но значительно превышает 1000 м.

К а р б о н. Среди каменноугольных отложений в морских фациях широко развит только нижний отдел, слагающий обширные площади в Калбе, Рудном и Южном Алтае. Средний и верхний отделы в этих районах распространены и представлены лагунными и континентальными образованиями. В Горном Алтае каменноугольные отложения почти полностью отсутствуют.

В *Рудном Алтае* нижний карбон подробно изучен в долине р. Ульбы, разрез которой стал для Алтая классическим. На отложениях фаменского яруса здесь согласно залегают тарханская свита, состоящая из зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, в том числе известковистых, с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и известняков. В нижней половине свиты содержатся брахиоподы слоев этрен, в том числе *Cyrtospirifer julii*, для верхней ее половины особенно характерны мшанки *Reteporina altaica*. Возраст свиты, имеющей мощность 600 м, определяется

как нижний турне. Бухтарминская свита верхнего турне мощностью 300 м представлена в низах известняками и известковистыми аргиллитами, содержащими *Spirifer tornacensis* и *Productus niger*, а выше глинистыми сланцами такой же мощности. Нижний визе (ульбинская свита) сложен черными аргиллитами с прослоями песчаников мощностью до 1200 м, с редкой фауной брахиопод и мшанок. По направлению к югу литофациальный облик отложений резко меняется на небольшом расстоянии: в долине р. бухтармы нижний турне представлен вулканогенной толщей бордово-фиолетовой окраски и состоит из дацитовых порфиритов и их пирокластов, чередующихся с маломощными туфопесчаниками и кремнистыми сланцами общей мощностью 1300—1500 м, а Бухтарминская свита почти целиком сложена известняками мощностью до 400 м.

Описанные разрезы характеризуют юго-восточное погружение Алейского антиклинория, тогда как в центральной его части нижнекаменноугольные отложения отсутствуют. В то же время в синклиналичных зонах накапливались толщи большой мощности — до 3300 м в Быструшинском синклинории и почти 4000 м в Белоубинском; в первом из них это нормально-осадочные породы, а во втором значительная роль принадлежит вулканогенным продуктам.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения залегают с размывом и угловым несогласием; их наиболее значительный выход расположен в бассейне р. Ульбы — в осевой части Быструшинского синклинория. Толща в 700—800 м (малоульбинская свита) состоит в нижней части из алевролитов и черных глинистых сланцев с базальными горизонтами конгломератов или песчаников; выше следуют кварцевые альбитофиры и их туфы, чередующиеся с туфогенными песчаниками и конгломератами и содержащие прослой аргиллитов и алевролитов с остатками флоры. Выше с угловым несогласием залегают вулканогенная толща мощностью 1600—1800 м, получившая название сержихинской свиты. В нижней части она состоит из альбитофиров и их туфов, а выше — из эффузивов и туфов среднего состава с прослоями туфогенных песчаников и конгломератов. Возраст свиты условно определяется как поздний карбон — ранняя пермь. На юго-восточной окраине Рудного Алтая — на стыке его с Горным Алтаем, к верхнему карбону относят толщу конгломератов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, залегающую резко несогласно на подстилающих породах и имеющую мощность около 400 м.

В *Южном Алтае* на кыстав-курчумской свите, а местами на частично сохранившихся от размыва черных сланцах такырской свиты залегают даланкаринская свита. В основании ее лежат конгломераты, а выше — толща до 2—3 км переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, которая в верхней части приобретает четко выраженный флишиодный характер. В свите обнаружены мшанки турнейского яруса. Более молодые

отложения нижнего карбона выделяются в виде ряда свит с местными наименованиями. На даланкаринской свите залегает песчано-сланцевая толща с покровами средних и основных лав, выше сменяющихся туфами кислого состава и туфогенными терригенными породами. Мощность этой существенно вулканогенной толщи, которая, по-видимому, является аналогом ульбинской свиты Рудного Алтая, достигает 2 км. Отложения, относящиеся к верхнему визе, но иногда включающие и намюр, представлены в довольно пестрых по составу литофациях и имеют изменчивую мощность — от 1 до 3 км и более. Местами в их сложении участвуют конгломераты с галькой гранодиоритов и кварцевых диоритов, песчаники, глинистые сланцы, известняки и маломощные покровы андезитовых порфиритов и их туфов. В других случаях они имеют существенно известняково-сланцевый состав, а покровы эффузивов слагают верхнюю их часть. Наконец, есть районы, где верхний визе сложен вулканогенными образованиями, а терригенно-карбонатные породы имеют все же подчиненное значение. Среди лав, входящих в состав толщи, имеются спилиты, порфириты и альбитофиры. В этих отложениях обнаружена обильная и разнообразная фауна: гониатиты, брахиоподы, мшанки, кораллы, криноидеи.

В *Калба-Нарымской структурно-фациальной зоне* даланкаринская свита совершенно постепенно сменяет подстилающие отложения такырской свиты. М. В. Муратов и В. И. Славин объединяют их в северо-восточной части Калбы в одну песчано-аргиллитовую свиту мощностью около 4 км, которую они называют калбинской. Эти исследователи отмечают наличие повсеместного несогласия между калбинской свитой и девоном, однако В. П. Нехорошев придерживается другого мнения, подчеркивая, что возраст нижней части такырской свиты, развитой в Восточной Калбе, несомненно девонский.

В Западной Калбе в составе каменноугольных отложений выделяются два комплекса. Нижний из них — осадочно-вулканогенный — сложен разнообразными сланцами, кварцитами, яшмокварцитами с прослоями песчаников, карбонатных пород и горизонтами порфиритов и их туфов. Мощность этих отложений, содержащих брахиоподы нижнего и среднего визе, достигает 1,5 км.

Верхний угленосный комплекс состоит из трех свит. Нижняя — кокпектинская залегает с размывом и угловым несогласием и имеет мощность от 1600 до 2000 м. Состоит она из разнообразных песчаников и сланцев с горизонтами конгломератов, туфов и лав кислого и среднего состава, пластами каменного угля и линзами мергелей и известняков. Некоторые исследователи относят кокпектинскую свиту к нижней перми, однако большинство геологов считают ее более древней и относят к верхам нижнего — низам среднего карбона. Выше следуют близкие к кокпектинской по составу свиты — буконьская мощностью от 500

до 1000 м и майтубинская — около 1500 м. Возраст первой из них условно определяется по стратиграфическому положению и флоре как среднекарбонный, а второй — как средне-позднекарбонный.

Пермь (?). Верхняя из выделяющихся в южной Калбе свит палеозоя залегает с угловым несогласием на майтубинской свите и более древних породах и сложена почти целиком вулканогенными породами — лиловыми, зелеными и темно-серыми андезитами и туфобрекчиями. Мощность этой свиты, которая условно относится к перми, получила название сарджальской, или даубайской; мощность ее около 200 м.

Палеоген. Мезозойские отложения на Алтае отсутствуют, а кайнозойские известны по его периферии и в крупных впадинах — Зайсанской и Чуйской. В первой из них развит полный разрез палеогена, образующего вместе с неогеном единую терригенную континентальную толщу мощностью около 1600 м, которая содержит остатки млекопитающих, пресмыкающихся и флору. В северной части впадины олигоцен вместе с миоценом занимает значительную площадь на поверхности, а также вскрыт на юго-востоке Зайсанской опорной скважиной. Это преимущественно пестроокрашенные глины и алевролиты с включениями гипса и прослоями песчаников. Максимальная вскрытая мощность олигоцена достигает почти 400 м. Возраст толщи определяют растительные остатки, споры и пыльца. В Чуйской впадине олигоцен представлен красно-бурыми глинами и суглинками мощностью до 50 м.

В северо-западной части Рудного Алтая, в долине р. Алея, к верхнему олигоцену относится 15-метровая толща песчанистых глин с прослоями слабцементированных белых кварцевых песчаников. Мощность толщи постепенно увеличивается по направлению на север и у края Кулундинской степи достигает 50 м.

Неоген. Наиболее полный разрез неогена большой мощности вскрыт *Зайсанской опорной скважиной*. На поверхности отложения этого возраста довольно широко развиты в северном борту впадины. Миоцен представлен глинами, алевролитами и песками, которые местами подстилаются галечниками, и содержит фауну моллюсков, остракод, рыб. Мощность миоцена в центральной части впадины достигает 470 м, но к краям уменьшается. Выше в опорной скважине следуют известковистые глины и алевролиты с прослоями мергелей, песков и галечников. Эти отложения, имеющие мощность около 500 м, условно относятся к плиоцену.

В *Чуйской впадине* неогеновые озерно-аллювиальные отложения миоцена и плиоцена имеют мощность свыше 300 м — это разнообразные глины и суглинки, песчаники, галечники и пески, ракушечниковые и водорослевые известняки, мергели.

В северо-западной части *Рудного Алтая* неоген (до 150 м) в большинстве случаев выражен пестроцветными, зелеными и бурыми, часто очень вязкими глинами, местами песчанистыми и

гипсоносными; верхняя часть миоцена и плиоцен нередко фациально замещаются слоистыми песками и гравием.

В Рудном Алтае и Калбе обнаружены погребенные плиоценовые долины, выполненные галечниками, зелеными и красно-бурыми глинами.

А н т р о п о г е н. Антропогеновые отложения на Алтае выражены различными генетическими типами. В высокогорных районах и в Чуйской котловине выделяется ледниковый комплекс, принадлежащий двум эпохам оледенения. В составе его участвуют моренные и флювиогляциальные отложения. В районах предгорий широко распространены лёссовидные суглинки, эоловые образования, представленные грядовыми и барханскими песками, а также конусы выноса и предгорный шлейфы делювиально-пролювиального происхождения. Известны озерные отложения, а к долинам крупных рек приурочены разновозрастные аллювиальные осадки, слагающие несколько террас.

Магматизм

Наиболее древние магматические породы на Алтае имеют позднепротерозойский возраст. Развита они очень ограниченно и изучены совсем слабо. В Теректинском горсте к ним, в частности, относятся согласные тела гранитоидов, сформированные в несколько фаз и состоящие из диоритов, кварцевых диоритов, гранитов и плагиогранит-порфиров с абсолютным возрастом 615—560 млн. лет.

Среди более молодых магматических проявлений четко выделяются три возрастные группы: раннепалеозойская, среднепалеозойская и позднепалеозойская.

Магматические проявления раннепалеозойского возраста достоверно установлены только в восточной части Горного Алтая и представлены как интрузивной, так и эффузивной формами. Довольно энергичная эффузивная деятельность, происходившая в раннем и среднем кембрии, локализовалась в северо-восточной части этой территории. В результате были сформированы мощные вулканогенно-осадочные толщи спилит-кератофировой формации. Отличительной особенностью вулканизма этого периода было резкое преобладание порфиритов и их туфов над лавами и пирокластами иного состава.

Среди интрузивных пород наиболее ранними являются кембрийские гипербазиты, образующие гипербазитовую формацию, которая столь типично проявлена в каледонской части Алтае-Саянской горной страны. Они приурочены к зонам глубинных разломов, образуя четко выраженные линейные пояса. Гипербазиты слагают многочисленные мелкие тела с площадью выхода на поверхность менее 1 км² и лишь один массив — Чаганузунский в Курайском поясе достигает 25—30 км². По форме это круто

залегающие плоские линзы и пластообразные тела, всегда вытянутые вдоль разломов. Сложены они перидотитами (главным образом гардбургитами), в большинстве случаев нацело серпентинизированными. Вместе с ними местами встречаются несколько более поздние небольшие секущие тела габбро, габбро-диоритов и диоритов.

Довольно пестрая по составу, но преимущественно гранитоидная группа нижнепалеозойских интрузивных пород объединяется в единый горноалтайский комплекс, включающий обычно некрупные (до 100 км²) массивы, имеющие многофазное строение. В их составе принимают участие разнообразны граниты, а также гранодиориты, диориты и реже другие более основные гибридные породы. Небогатая жильная серия представлена гранит-порфирами, аплитами и пегматитами. Установленная геологическими наблюдениями принадлежность комплекса к нижнему палеозою подкрепляется единичными определениями абсолютного возраста в 430 млн. лет.

В среднепалеозойском этапе главная роль принадлежит эффузивным проявлениям. Начавшись на рубеже раннего и среднего девона, они продолжались, то затухая, то снова усиливаясь, в течение всего среднего палеозоя, достигнув апогея в эйфельский век, когда во всех крупных структурно-фациальных зонах накапливались мощные толщи преимущественно кислых лав и их пирокластов. Однако со временем состав продуктов вулканических извержений постепенно изменялся в сторону повышения основности: в фаменском веке и в раннекаменноугольную эпоху они имели смешанный состав, причем нередко преобладающим развитием пользовались порфириты. С эффузивами пространственно и генетически связаны породы субэффузивной фации. В составе тех и других отмечается полное соответствие: так, среднедевонские кислые эффузии сопровождаются субвулканическими гранит-порфирами, сиенит-порфирами и альбитовыми плагиогранит-порфирами, а верхнедевонские эффузивы среднего состава — преимущественно субвулканическими телами диорит-порфиритов. По форме они в большинстве случаев представляют собой небольшие штокообразные и лакколитообразные тела, дайки и некки. В целом весь этот ряд эффузивно-интрузивных образований относится к типичной спилит-кератофировой формации.

Глубинные интрузивные породы связаны с энергичными тектоническими движениями второй половины среднего девона, известными под названием тельбесских. Поэтому и комплекс внедрившихся в это время гранитоидов часто называют тельбесским. Убедительные геологические и радиологические данные в пользу выделения этого комплекса говорят о необходимости осторожного подхода к определению возраста отдельных массивов гранитоидов (особенно в восточных районах), которые в подавляющей массе относят к верхнему палеозою.

Наиболее крупные интрузивы тельбесских гранитоидов (часть Алейского массива в Рудном Алтае, Турочакский и северная часть Саракокшинского в Уйменско-Лебедском прогибе) достигают нескольких сотен квадратных километров и отличаются разнообразием состава: это главным образом биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, отчасти гранодиориты, сопровождающиеся жилами гранит-порфиров, диорит-порфиров и аплитов. Абсолютный их возраст по ряду анализов, дающих хорошую сходимость цифр, составляет около 330 млн. лет, что находится в полном соответствии с геологическими данными. Следует при этом подчеркнуть, что ряд многофазных гранитоидных массивов формировался на протяжении до 100 млн. лет, охватывающих средний и поздний палеозой [76].

К наиболее поздним среднепалеозойским образованиям условно относятся довольно пестрая по составу группа пород, обычно образующих небольшие массивы и имеющих активные контакты с нижним карбоном. Среди них следует отметить ультраосновные породы, габброиды, диориты и гранодиориты юго-западной Калбы, примерно такой же комплекс пород в Иртышской зоне смятия, небольшие штоки гранитоидов в Уйменско-Лебедском прогибе и, возможно, отдельные массивы плагиигранитов в Южном Алтае и в Зырянском районе Рудного Алтая. В. П. Нехорошев считает вероятным образование части этих пород — в особенности ультраосновных и основных — в связи с тектоническими движениями турнейского века, а других — с движениями внутри визе, получившими название саурских.

В позднепалеозойском, точнее позднегерцинском, тектоно-магматическом этапе эффузивные образования по сравнению с интрузивными играют резко подчиненную роль. Они известны только в Рудном Алтае и Калба-Нарымской зоне и представлены кислыми и средними эффузивами, с которыми тесно связаны субвулканические тела соответствующего состава; последние, однако, встречаются значительно более редко, чем аналогичные образования среднепалеозойского возраста.

Особенно широко распространены гранитоиды этого этапа, уже давно разделенные на два комплекса — змеиногорский и калбинский. Интрузивы первого из названных комплексов наиболее широко представлены в Рудном Алтае, а второго — в Калбе.

Змеиногорский комплекс многофазный и включает следующие группы пород: 1) габбро-нориты — от оливковых до кварцевых; 2) гранодиориты, кварцевые диориты и диориты; 3) плагноклазовые граниты, трондьемиты и нормальные граниты; следует отметить, что некоторые геологи выделяют габброиды в обособленный самостоятельный комплекс. В целом для змеиногорского комплекса характерно резкое преобладание гранитоидов с повышенным содержанием плагноклаза. Отдельные интрузивы имеют значительные размеры — до нескольких сотен квадратных километров, но чаще встречаются более мелкие массивы. Они обычно вытя-

нуты вдоль простирания вмещающих толщ и нередко имеют согласные с ними контакты, образуя тела, по форме и залеганию близкие к лакколлитам. В тесной генетической связи с ними находится группа жильных пород и малых интрузий. Пегматитовые и аплитовые жилы встречаются редко, зато повсеместно распространены крупные дайки и небольшие штокообразные тела фельзитовых плагиигранит-порфиров и гранит-порфиров, диорит-порфиров и габбро-диабазов.

Формирование змеиногорского комплекса большинство исследователей относит к позднему карбону — ранней перми, что подтверждается цифрами абсолютного возраста — 300—280 млн. лет для наиболее поздних фаз гранитоидов.

Калбинский комплекс имеет наибольшее распространение среди интрузивных образований в Калба-Нарымской зоне. Отдельные массивы имеют очень крупные размеры: так, Калба-Нарымский батолит, вытянутый вдоль Иртышской зоны смятия, достигает 10 000 км². Наряду с ними в строении комплекса участвуют небольшие штоки и дайки. Комплекс этот многофазный — он образовался в результате неоднократных внедрений магмы разного состава, однако резко преобладающее значение имеют слюдяные (биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные), часто порфировидные граниты в сопровождении аплитов и особенно обильных пегматитов. Подчиненная роль принадлежит относительно более поздним граносиенитам, лейкократовым аплитовидным и аляскитовым гранитам. В пространственном распределении массивов отмечается отчетливо выраженная приуроченность к крупным разломам, в том числе к зонам смятия. Абсолютный возраст наиболее поздних из калбинских гранитов — 265 млн. лет, что вместе с геологическими данными свидетельствует об окончании его формирования в ранней перми.

В Рудном Алтае и Калбе известны наиболее молодые интрузивные образования, секущие калбинские граниты. В составе их участвуют породы от основных — габбро и габбро-диоритов — до разнообразных гранитоидов, слагающих обычно небольшие штоки и дайки. Массивы этих пород имеют все признаки остывания на небольшой глубине и относятся к формации малых интрузий. Широко развита также очень богатая серия жильных пород — основных, средних и кислых, причем особенно обильны среди них лампрофиры, формирующие крупные жильные поля. Образованием всех этих пород завершается герцинский тектоно-магматический этап.

Тектоника

В пределах рассматриваемой части Алтае-Саянской горной страны обособляется ряд крупных структурно-фациальных зон первого порядка, значительно отличающихся строением и геологическим развитием. Они в большинстве случаев разграничены глубинными разломами; последние нередко играют большую

роль и в строении самих зон, разделяя внутри них антиклинории и синклинории, часто очень крупные и имеющие сложное внутреннее строение.

Особого рассмотрения заслуживают глубинные разломы, морфологически выраженные в виде протяженных полос расланцованных и метаморфизованных пород, получившие название зон смятия. Одна из них — Иртышская — ограничивает с северо-востока Калба-Нарымскую структурно-фациальную зону, а другая — Северо-Восточная служит юго-западной границей Горного Алтая.

Иртышская зона смятия протягивается в юго-восточном направлении от южной окраины Западносибирской низменности до государственной границы СССР. Протяженность зоны в пределах советской части Алтая около 500 км. Никаких признаков выклинивания ее в северо-западном и юго-восточном направлениях нет, а анализ геологического строения сопредельных с Алтаем районов приводит к выводу, что она протягивается под покровом молодых отложений дальше на юго-восток и северо-запад. Иртышская зона смятия — это прямолинейная глубинная структура, в пределах которой может быть выделено несколько крупных разломов типа очень крутых надвигов или сбросов, между которыми находятся сильно смятые и метаморфизованные породы. Полосы развития таких крупных разломов, с которыми сопрягаются многочисленные более мелкие разрывные нарушения, вплоть до микродеформаций, были названы В. П. Нехоршевым зонами смятия. Ширина полосы деформированных пород достигает 10—20 км. В пределах этой полосы выделяется крупная «шовная» антиклиналь, связанная с разломами, осложненная складками более высоких порядков и разорванная большим количеством продольных нарушений. На резко выраженный дислокационный метаморфизм пород этой зоны накладывается метаморфизм, связанный с неоднократным внедрением изверженных горных пород и циркуляцией вдоль нее гидротермальных растворов.

Сложное сочетание динамометаморфизма и термального метаморфизма привело к тому, что в пределах зоны смятия находятся разные по степени метаморфических преобразований породы, вплоть до пироксеновых гнейсов. Однако несмотря на общую довольно высокую степень метаморфизма, в породах зоны удалось отыскать определимую фауну, по которой было установлено, что в составе слагающих ее пород имеется средний палеозой.

Иртышская зона смятия пережила длительную геологическую историю. Имеющиеся данные позволяют установить, что она интенсивно развивалась в течение среднего и позднего палеозоя, но заложена была еще раньше. Это доказывается не только различием геологической истории в структурно-фациальных зонах, разделенных этой зоной, но и внедрением по ней разновозрастных интрузивных комплексов, сопровождаемых гидротермальными месторождениями.

Северо-восточная зона смятия представляет собой сложную систему кулисно расположенных и параллельных разломов северо-западного простирания и лишь на крайнем северо-западе выражена единым тектоническим швом. Зона эта, как и Иртышская, развивалась длительно: в раннем палеозое она, по-видимому, разделяла резко различающиеся структурно-фациальные зоны Горного и Рудного Алтая, а в среднем палеозое в ее пределах обособился приразломный (или надразломный) Белоубинский прогиб,

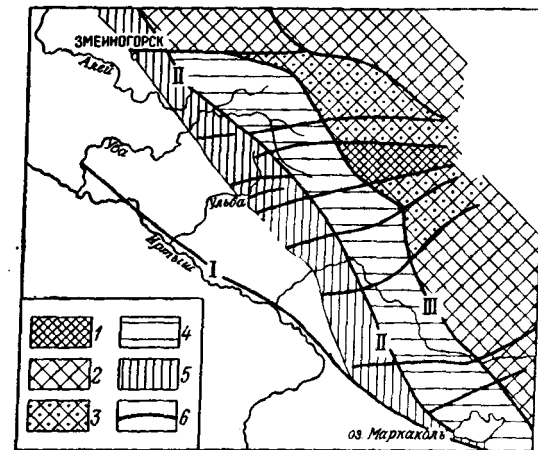


Рис. 29. Структурно-фациальное районирование и элементы тектонического строения области сочленения Рудного и Горного Алтая (по Д. Г. Ажтирею).

1 — выступы докембрийских сооружений; 2 — каледонские складчатые сооружения; 3 — блоки докаледонского и каледонского фундамента, активизированные в герцинском этапе; 4 — герцинские структурно-фациальные зоны Рудного Алтая; 5 — Лениногорско-Зырянская подзона Рудно-Алтайской зоны; 6 — основные разломы: I — Иртышская зона смятия; II — Локтевско-Березовский; III — Локтевско-Караиртышский

в котором отлагался своеобразный комплекс отложений, отличающийся резкой фациальной изменчивостью в разных тектонических блоках; вдоль осевой части этой шовной зоны прослеживаются эйфельские рифовые постройки и цепь вулканических аппаратов. В середине девона произошло интенсивное смятие и расланцевание пород, но активная жизнь зоны продолжалась и в позднем палеозое [3]. Характерной особенностью зоны является наличие не только продольных, но и многочисленных поперечных разломов, протягивающихся сюда из Горного Алтая и играющих большую роль в локализации оруденения (рис. 29).

Перейдем теперь к рассмотрению тектоники названных выше крупнейших структурно-фациальных зон.

Наиболее сложным строением отличается Горный Алтай (восточная его часть, охватывающая окрестности Телецкого озера и прилегающие районы, относится к области каледонид), в пределах

которого выделяется ряд крупных структур северо-западного простирания (рис. 30).

В центральной части региона протягивается сложная антиклинориевая зона, которая называется *Чарышско-Теректинской*, или *Главным антиклинорием Алтая*. На северо-западе в ее состав входит Талицкий антиклинорий, а на юго-востоке — Белухинский антиклинорий — крупнейшее поднятие Горного Алтая, прекрасно выраженное на геологической карте. Северо-восточное его крыло осложнено на западе длинным и узким Теректинским

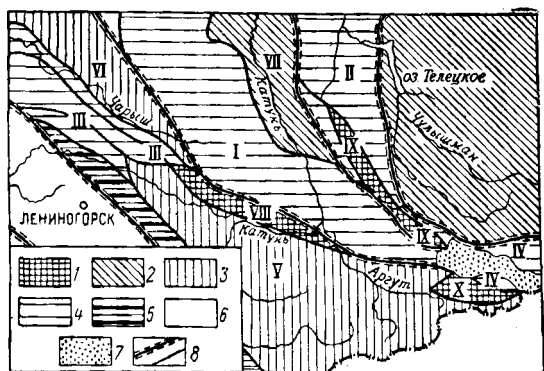


Рис. 30. Схема расположения главных структурных элементов Горного Алтая.

1 — выходы докембрия в горах; 2 — область каледонских складчатых сооружений; 3 — антиклинориевые структуры; 4 — синклинориевые структуры; 5 — Белоубинский синклинорий Южноалтайской зоны; 6 — Рудный Алтай; 7 — Чуйская впадина; 8 — зоны смятия и крупнейшие разломы. Синклинории: I — Ануйско-Чуйский; II — Уйменско-Лебедский; III — Тигеречный; IV — Восточноалтайский. Антиклинории: V — Белухинский (Холзунско-Чуйский); VI — Талицкий; VII — Катунский горст-антиклинорий. Горсты: VIII — Теректинский; IX — Баратальский (Кадринский), X — Кокузенский

горстом, а на востоке — небольшим Кокузенским горстом. Талицкий антиклинорий по направлению на юго-восток постепенно погружается, тогда как Белухинский антиклинорий погружается на северо-запад. Они разделяются седловиной, выполненной девонскими отложениями и представляющей собой юго-восточное окончание Тигеречного синклинория, большая часть которого располагается к юго-западу от Талицкого антиклинория. Оба антиклинория представляют собой системы сильно сжатых линейных складок северо-западного простирания, осложненных многочисленными разломами. Девонские отложения разделяющей их седловины образуют ряд более спокойных коротких складок, нередко имеющих брахиформный характер. В Теректинском горсте отмечается серия мелких сжатых складок субмеридионального и северо-восточного простирания, резко отличающегося от общей ориентировки горста, совпадающей с направлением основных складчатых дислокаций Белухинского антиклинория.

Второе крупное поднятие располагается в бассейне нижнего течения р. Катунь и называется *Катунским горст-антиклинорием*. Это поднятие, ограниченное разломами и сформированное в качестве антиклинального сооружения в салаирский этап каледонской складчатости, тесно связано с раннекаледонскими структурами Горной Шории. Однако большая его часть располагается между девонскими прогибами геосинклинального типа, что позволяет с некоторой долей условности рассматривать его в качестве срединного массива в раннегерцинской геосинклинальной области. В согласии с этим находится и наличие в его пределах небольших пологих наложенных мульд, выполненных нижним девоном.

Катунский антиклинорий на юго-восток погружается и кучно замещается узким и длинным *Кадринским*, или *Баратальским*, горстом, представляющим собой зону ранних каледонид, зажатую между тесно сближенными разломами. Баратальский горст разделяет Ануйско-Чуйский и Уйменско-Лебедский синклинории в их южных частях. Внутреннее строение Катунского горст-антиклинория определяется развитием крупных линейных антиклиналей и синклиналей, осложненных крутыми и нередко опрокинутыми складками второго и более высоких порядков и многочисленными разрывами. Достаточно интенсивная складчатость наблюдается в толщах разного возраста: нижний и средний кембрий смяты в складки, близкие по морфологии и напряженности со складками баратальской свиты.

В центральной части Горного Алтая, занимая в нем как бы осевое положение, протягивается крупнейший *Ануйско-Чуйский синклинорий*, обладающий очень сложным внутренним строением. Восточнее, отделенный от последнего Катунским антиклинорием и Баратальским горстом и ограниченный с востока и запада глубинными разломами, располагается меньший по размерам *Уйменско-Лебедский синклинорий*. Два эти синклинория на юго-востоке сближаются, и на их продолжении возникает еще один синклинорий — *Восточноалтайский*. Уйменско-Лебедский прогиб с палеогеографической точки зрения близок к крупным прогибам каледонской части Алтае-Саянской горной страны — Минусинскому и Тувинскому, — но тектонически представляет собой как бы ответвление Ануйско-Чуйской геосинклинали в тело каледонской платформы. Таким образом, каледонская и герцинская части Алтае-Саянской горной страны не имеют четкой границы.

На крайнем северо-западе располагается еще один синклинорий — *Тигеречный*, примыкающий с юго-запада к Талицкому антиклинорию и отграниченный от структур Рудного Алтая Северо-Восточной зоной смятия.

Морфология структур, осложняющих крупнейшие синклинории Горного Алтая, свидетельствует об интенсивности раннегерцинского складкообразования: обычно складки во всех отложениях, включая девонские, сильно вытянуты, линейного типа,

иногда приобретают изоклиальный характер и опрокидываются, осложнены продольными разрывными нарушениями, по которым одни части складок нередко надвинуты на другие. Степень дислоцированности пород постепенно убывает вверх по разрезу, однако в наиболее подвижных прогибах девон нередко дислоцирован примерно так же, как более древние породы, формирующие системы складок геосинклинального типа. Однако наряду с этим отмечаются и более спокойные брахиформные складки, «структурные носы» у резких изгибов антиклиналей, «складки штампования» с крутыми падениями на периклиналях и другие формы, придающие большое своеобразие девонским складчатым дислокациям. Особенно большая сложность и напряженность дислокаций характеризует суженные участки синклинориев, располагающиеся между зонами глубинных разломов — например, южную часть Уйменско-Лебедского синклинория или Восточноалтайский синклинорий, возникший в области трех резко сближенных глубинных разломов — Курайского, Теректинского и Кадринского (см. рис. 30).

В Рудном Алтае тоже прослеживается ряд структур северо-западного простирания, имеющих сложное строение и отличающихся от структур как Горного Алтая, так и Калбы. Здесь по направлению с северо-востока на юго-запад выделяются следующие крупные структурные единицы. Непосредственно прилегая к Белухинскому антиклинорию, располагается Белоубинский синклинорий, о котором уже говорилось выше. Западнее выделяется Синошунский антиклинорий, осевая часть которого лежит на линии, соединяющей два полиметаллических месторождения Алтая — Лениногорское (Риддерское) и Зыряновское. Еще западнее следует Быструшинский синклинорий и, наконец, последняя крупная структурная единица — Алейский антиклинорий (см. рис. 28).

Алейский антиклинорий вытянут на 200 км при ширине около 50 км и погружается в юго-восточном направлении. Он состоит из нескольких крупных складок с падениями на крыльях до 45° в свою очередь осложненных в крыльях серией брахиформных, а также узких килевидных складок и многочисленными разломами разного типа и амплитуды. Широко развиты коробчатые и стулообразные складки, флексуры, структурные носы и другие формы, свидетельствующие о близости консолидированного складчатого основания, разбитого сложной системой разломов.

Близкая по общему характеру складчатых деформаций картина отмечается для *Быструшинского синклинория* и *Синошунского антиклинория*, хотя напряженность дислокаций в них увеличивается: так, в Синошунском антиклинории крылья осложняющих складок нередко имеют падения до 80°, а иногда даже круго подвернуты. Следует отметить, что выходящие кое-где на поверхность в ядрах антиклинальных структур метаморфические породы часто имеют субширотное простирание, резко отлича-

ющееся от простираний структур, сложенных средним палеозоем.

Верхнепалеозойские отложения образуют серию наложенных обычно очень пологих мульд, но иногда они резко асимметричны и имеют довольно крутое падение в одном из крыльев.

Белоубинский синклинорий обладает резко асимметричным строением: юго-западное его крыло имеет моноклиальное залегание пластов, а северо-восточное осложнено серией крупных линейных крутокрылых складок, протягивающихся на многие десятки километров при ширине 5—10 км. Эти складки в свою очередь осложнены сжатыми линейными складками, нередко изоклиальными и опрокинутыми. Они часто разорваны разнообразными, в том числе продольными, разломами, имеющими характер крутых надвигов, по которым отдельные части складок надвинуты одна на другую. По характеру морфологии структурных форм Белоубинский синклинорий, особенно в южной своей части, стоит ближе к Южному Алтаю, чем к охарактеризованным выше структурам Рудного Алтая; есть и другие черты сходства в истории их геологического развития, благодаря чему Белоубинский синклинорий часто рассматривается в составе структур Южного Алтая.

Структурно-фациальная зона *Южного Алтая* в целом может считаться синклинорием и отличается напряженной складчатостью [78]. Он состоит из системы протяженных линейных складок, сильно сжатых, вплоть до изоклиальных, часто опрокинутых на юго-запад и разбитых разломами разных направлений. К верхним стратиграфическим горизонтам напряженность складчатости убывает, но сохраняет типично геосинклинальный характер.

В Калба-Нарымской зоне по направлению с северо-востока на юго-запад выделяются крупные структурные единицы — Калбинский синклинорий, Чарский антиклинорий и Кокпектинская

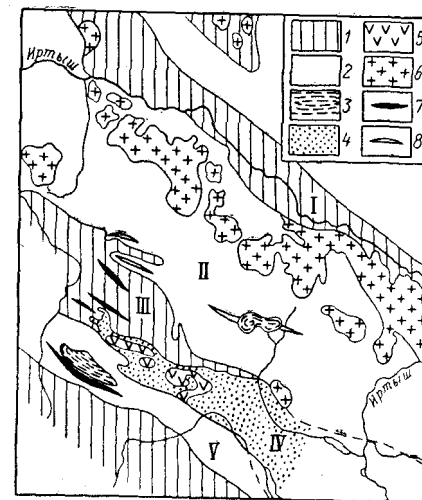


Рис. 31. Тектоническая схема Калбы (по М. В. Муратову и В. И. Славину).

1 — девонские и более древние породы ядер антиклинориев; 2 — нижнекаменноугольные породы синклинориев; 3 — визейские аргиллиты в осевой части синклинория; 4 — наложенный синклинорий; 5 — синклиналь, сложенная сарджальской свитой; 6 — граниты; 7 — оси антиклиналей; 8 — оси синклиналей. I — Приуртышский антиклинорий; II — Калбинский синклинорий; III — Чарский антиклинорий; IV — Сарджальско-Даубайский синклинорий; V — Жарма-Талдинский синклинорий.

синклиналиевая зона, состоящая из двух сложно построенных разновозрастных синклиналиев (рис. 31).

Калбинский синклиналий прослеживается в юго-восточном направлении через всю Калбу — почти от Семипалатинска до отрогов Южного Алтая. Внутреннее его строение очень трудно поддается расшифровке, так как характер дислокаций здесь чрезвычайно сложный. Свиты, слагающие синклиналий, представлены однообразными песчано-сланцевыми породами без четких маркирующих горизонтов. Они сложены в серию складок разного масштаба — от крупных до самых мелких, обычно тесно сжатых и опрокинутых. Напряженность складчатости очень велика и в большинстве случаев наблюдаются крутые, до отвесных, залегания в крыльях складок, которые часто образуют изоклинальные системы.

Чарский антиклиналий четко выделяется на геологической карте по выходам среди каменноугольных отложений девона, слагающего ядро антиклиналия. Девонские и силурийские отложения интенсивно дислоцированы и образуют ряд асимметричных линейных складок северо-западного простирания. Каменноугольные отложения, слагающие крылья антиклиналия близ ядра, собраны в серию более спокойных складок.

Нижний карбон в *Кокпектинской синклиналиевой зоне* сложен в крупных асимметричных складках северо-западного простирания, с наклоном осевых плоскостей на юго-запад и падениями в крыльях от 40—50 до 70—80°. Местами эти складки осложнены дополнительной складчатостью и небольшими надвигами. Угленосные отложения кокпектинской свиты образуют отдельный наложенный синклиналий, погружающийся к юго-востоку и скрывающийся под кайнозойскими осадками Зайсанской котловины. Крылья этого синклиналия очень круты, что М. В. Муратов и В. И. Славин связывают с наличием крупных разломов. На северо-западном замыкании синклиналий осложнен системой разбитых разломами складок и имеет характер сложной грабен-синклиналии. Ряд мелких дополнительных складок отмечается и в юго-восточной его части. Пермские вулканогенные породы образуют внутри синклиналия несколько небольших несимметричных мульд.

Полезные ископаемые

Алтай и Калба очень богаты полезными ископаемыми. Здесь известны месторождения, играющие значительную роль в экономике страны. Особенно большое значение имеют полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Горная промышленность на Алтае развивалась с XVIII в.; отсюда шло большое количество серебра, а также добывалось олово, медь, свинец и цинк. Во второй половине XIX в. считалось, что недра Алтая уже истощены и горный промысел здесь почти прекратился.

Однако крупные геологоразведочные работы, которые были проведены на Алтае после Октябрьской революции, показали ошибочность такого мнения, и в настоящее время Алтай представляет собой рудную базу нашей страны по добыче ряда металлов.

В результате длительного изучения Алтая выяснилось, что многочисленные гидротермальные месторождения этого региона, имеющие наибольшую ценность, обладают поясовым расположением. Это впервые было подмечено еще в 1932 г. В. П. Нехорошевым. В настоящее время на рассматриваемой территории выделяется несколько, четко выраженных рудных поясов, которые приурочены к охарактеризованным выше структурно-фациальным зонам. В пределах Рудного Алтая располагается полиметаллический пояс, продолжающийся в Южный Алтай, объединяющий несколько сотен месторождений разного масштаба. Зыряновское, Лениногорское (Риддерское), Тишинское, а также Змеиногорское и др., расположены в северо-восточной части пояса. Известны месторождения и в юго-западной его части — в Иртышской зоне смятия и близ нее — Белоусовское, Березовское, Николаевское, Джалтырское и др. Месторождения эти дают много свинца и цинка, значительное количество меди, попутно из руд добываются и другие металлы.

Оруденение приурочено к девонским вулканогенным толщам, но имеет позднегерцинский возраст и связано с гипабиссальными малыми интрузиями. Рудные тела пластообразной, линзообразной, жиллообразной и сложной формы располагаются в складчатых структурах второго и более высоких порядков, осложненных разломами; ряд месторождений приурочен к зонам смятия или сопряженным с ними разломам.

В восточной части Калба-Нарымской зоны, где широко развит калбинский интрузивный комплекс, выделяется редкометальный вольфрам-оловянный пояс. Здесь вдоль Иртышской зоны смятия располагается несколько небольших месторождений жильного и штокверкового типа — Чердолак, Бай-Мурза, Убинское, Палатцы и др.

Следующий к западу пояс включает кварц-золотое, золото-антимонитовое жильное и свинцово-цинковое оруденение западной Калбы, где известно несколько месторождений (Акжал, Бакырчик, Баладжал, Кулуджун и др.).

В западной части Калбы намечается совсем плохо изученный редкометальный пояс с молибден-вольфрамовой минерализацией, где известно Дегеленское вольфрамитовое и другие месторождения.

С северо-востока к Рудному Алтаю примыкает Горноалтайский редкометальный пояс, в котором выявлен ряд вольфрамитовых (Кольванское, Черновинское, Коккульское) и вольфрамит-молибденитовых (Калгутинское, Чиндагатуйское) месторождений. Оруденение в большинстве случаев связано с кварцевыми жилами, залегающими в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов.

На крайнем востоке прослеживается еще один пояс — ртутный, приуроченный к Курайскому глубинному разлому; об этом поясе говорилось при описании сибирских каледонид.

Кроме наиболее широко распространенных постмагматических месторождений, на рассматриваемой территории известна промышленная минерализация другого состава и иных генетических типов. В Горном Алтае почти на стыке его с Рудным обнаружены контактово-метасоматические и гидротермально-метаморфические месторождения железа (Инское, Белорецкое, Холзуновское). Магнетитовое и магнетит-гематитовое оруденение образует жильные тела неправильной формы, обычно вытянутые вдоль контролирующих разломов.

Большое значение имеют разнообразные строительные материалы — известные алтайские яшмы и мраморы, применяющиеся в качестве поделочных и декоративных камней, известняки для изготовления цемента и флюсов, белые глины, пески, галечники и другое сырье для строительства и иных целей.

Среди каустобиолитов есть лишь небольшие, имеющие местное значение залежи каменных углей в верхнепалеозойских отложениях — Курайское на юго-востоке Горного Алтая и Кокпектинское в Калбе.

Недостаточно еще выявлено промышленное значение целого ряда полезных ископаемых, обнаруженных в разных регионах, — графита, высокоглиноземного сырья (кианит, диаспор), магнетита, асбеста, титаноносных россыпей.

Основные этапы развития

История геологического развития западной части Алтае-Саянской горной страны достоверно документирована геологическими материалами, начиная с раннепалеозойского этапа. Наиболее древние структуры, оформившиеся в качестве геосинклинальных складчатых сооружений еще в кембрии и представляющие собой участки раннекаледонской стабилизации, располагаются в восточной части рассматриваемой территории — это Катунский горст-антиклинорий и Баратальский горст. Геосинклинальное развитие здесь началось, по-видимому, задолго до кембрийского периода и во всяком случае совершенно определенно фиксируется для позднего протерозоя. Эти раннекаледонские, или салаирские, структуры неразрывно связаны с сибирскими каледонидами и могут рассматриваться в качестве своеобразных структур типа срединных массивов. Естественно поэтому, что общая характеристика раннекаледонского этапа развития, приведенная выше для каледонид, вполне приложима и к упомянутым структурным элементам. В частности, на их примере также отчетливо проявляется тесная преемственность байкальского и каледонского этапов

развития и отсутствие перестройки структурного плана на их рубеже.

В течение позднего кембрия и ордовика весь Горный Алтай, за исключением указанных выше участков ранней стабилизации, представлял собой геосинклинальную систему, в пределах которой происходило интенсивное прогибание с накоплением многокилометровых песчано-сланцевых толщ. Местами они имеют флишеидный характер, но главным образом могут быть отнесены к аспидной или граувакковой формации. Внутри геосинклинальной системы в этот период ее развития обособились геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия, которые развивались унаследованно и позже — в конце раннего и начале среднего палеозоя.

Тектонический режим в течение рассматриваемого периода был очень неустойчивым, что подтверждается наличием существенных перерывов внутри нижнего, среднего и в конце верхнего ордовика. В результате этих движений, особенно энергичных в конце ордовика и сопровождавшихся интрузией гранитоидов, нижний палеозой был смят в складки и разбит крупными разломами северо-западного простирания. К этому времени относится оживление некоторых ранее возникших и заложение новых зон глубинных разломов. По ним происходили вертикальные перемещения отдельных крупных глыб, одни из которых опускались и дали начало геосинклинальным прогибам, а другие поднимались, образуя геоантиклинальные поднятия. Палеотектоническая обстановка этого периода в районах, расположенных к западу от Горного Алтая, остается неясной.

В силуре Горный Алтай и Калба представляли собой геосинклинали с преобладанием морского осадкообразования. Наряду с энергично прогибавшимися участками — депрессиями в Горном Алтае в этот период продолжали развиваться геоантиклинальные поднятия, геоморфологически выраженные в виде крупных островов. Что касается Рудного Алтая, то он также являлся геосинклинальным поднятием, соединившимся на юго-востоке с Белухинским антиклинорием. Геоантиклинальный режим сохранился в Рудном Алтае и в раннем девоне, когда соседние структурно-фациальные зоны в той или иной мере прогибались. После небольших тектонических движений на рубеже раннего и позднего силура накопившиеся в конце этого периода в прогибах осадки подверглись складчатости, а затем вся рассматриваемая территория была вовлечена в общие поднятия, благодаря чему верхняя часть верхнего силура, так же как и самые низы девона, всюду отсутствуют в разрезах.

Особое значение в геологической истории герцинид Алтае-Саянской страны имела вторая половина среднепалеозойского этапа. В раннем девоне картина распределения главных поднятий и прогибов, так же как и литофациальный состав формировавшихся осадков, не обнаруживают резких отличий от охарактеризованных

выше для силура. Это дает основание некоторым исследователям относить эту эпоху, в качестве завершающей, к каледонскому циклу и начинать следующий герцинский цикл со среднего девона.

Эйфельский век знаменует собой начало новых важнейших событий. В восточной части Горного Алтая резко активизировались тектонические движения, в результате чего здесь возникла, вернее возродилась, Восточноалтайская геосинклинальная система. Она объединяет Ануйско-Чуйский и Восточноалтайский геосинклинальные прогибы, Уйменско-Лебедский внутриплатформенный субгеосинклинальный прогиб и разделяющие их геоантиклинальные поднятия. К юго-западу от Чарышско-Теректинского поднятия обособилась вторая геосинклинальная система — Зайсанская, или Обь-Зайсанская. В ее состав вошли не только прогибавшиеся уже в силуре Калба и Южный Алтай, но и Рудный Алтай, где в начале эйфельского века в результате раздробления существовавшего здесь обширного поднятия были сформированы геосинклинальные прогибы и разделяющие их геоантиклинальные поднятия. Обь-Зайсанская геосинклиналь протягивалась далеко на север, где большая часть сформированных на ее месте складчатых сооружений скрыта под мезозойско-кайнозойским чехлом Западносибирской плиты, но в пределах Томь-Кольванкой зоны снова выходит на поверхность.

В течение среднего и позднего девона развитие двух названных геосинклиналей проходило одинаково. В прогибах накапливались мощные толщи вулканитов, преимущественно кислых, а также глинистых и известково-глинистых осадков. Энергичная вулканическая деятельность контролировалась зонами крупных разломов, разделявших структурно-фациальные зоны. В конце эйфельского — начале живетского века произошли энергичные складкообразовательные движения (тельбесские), завершившиеся поднятиями и внедрением крупных масс гранитоидов.

В конце среднепалеозойского этапа геологические события на востоке и западе разворачивались по-разному. В Восточноалтайской геосинклинали в это время снова произошли складкообразование и всеобщие поднятия, в результате чего уже к середине турнейского века она окончательно замкнулась и превратилась в складчатую систему. В Рудном и Южном Алтае поднятия этого времени проявились только в пограничных с Горным Алтаем районах, а юго-западнее продолжались энергичные прогибания и накопление мощных, главным образом флишеидных толщ. В конце визе поднятия охватили весь Рудный Алтай, но на территории Южного Алтая и Калбы продолжали накапливаться вулканиты, терригенные и карбонатные осадки. Намор был временем складчатости и преимущественных поднятий и в этих районах, в результате чего были окончательно оформлены крупнейшие структуры Рудного Алтая, Южного Алтая и отчасти Калбы.

В первой половине позднепалеозойского этапа в западной части алтайских герцинид продолжались только местные опускания. В Рудном Алтае и Калбе в это время были сформированы остаточные и наложенные прогибы, выполненные континентальными осадочно-вулканогенными породами. В результате неоднократных тектонических движений они были смяты в складки и образовали ряд пологих мульд и грабен-синклиналей. Формирование их было закончено в ранней перми в связи с всеобщими поднятиями. С этим временем совпадает внедрение интрузий змеиногогорского комплекса. Окончание позднепалеозойского или, точнее, герцинского этапа знаменует повсеместными расколами консолидированной складчатой страны, с которыми связаны интрузии калбинского комплекса и внедрение наиболее поздних малых интрузий. Интересно отметить, что позднепалеозойская интрузивная деятельность интенсивно проявилась не только в относительно поздно сформированных западных структурно-фациальных зонах, но и в Горном Алтае. В связи с постмагматической деятельностью этих интрузий находится образование подавляющей массы наиболее ценных месторождений полезных ископаемых.

Рассмотрение палеозойской истории в целом показывает, что в пределах алтайских герцинид, так же как и в каледонидах, отмечаются резко выраженные отличия в длительности геосинклинального этапа развития отдельных регионов. Областью наиболее ранней стабилизации здесь является Горный Алтай, где геосинклинальный режим закончился в позднем девоне и были сформированы складчатые сооружения. Это вместе с другими особенностями и определяет отнесение данной области Н. С. Шатским и другими учеными к герцинидам, точнее к раннегерцинским сооружениям. Многие геологи относят Горный Алтай к каледонидам, основываясь на том, что значительные его участки были сформированы в качестве складчатых сооружений в раннем палеозое. Однако наличие таких участков не противоречит отнесению всей этой области к герцинидам, если их рассматривать в качестве срединных массивов.

В течение мезозойско-кайнозойского этапа вся рассматриваемая территория испытывала блоковые перемещения с ясно выраженной тенденцией к воздыманию. Только начиная с конца палеогена в периферических ее частях отдельные блоки опускались, и были сформированы такие молодые структурные элементы, как Зайсанская и Чуйская впадины.

В конце неогена начались грандиозные поднятия сводового типа, которые достигли максимальной интенсивности в антропогене. Современный очень контрастный рельеф Алтая, созданный новейшими движениями, связан с молодыми разломами широтного простирания, хотя местами подвижки происходили и по старым тектоническим швам северо-западного направления. Молодые разломы часто представляют собой хорошо выраженные в рельефе сбросы с амплитудой до нескольких

километров. Они определяют ориентировку наиболее высоких хребтов и тектонических уступов на северной и южной границах Алтая, вытянутость ряда межгорных депрессий и другие особенности его рельефа.

САЛАИР, ТОМЬ-КОЛЫВАНСКАЯ ЗОНА И КУЗБАСС

Северная часть Алтае-Саянской горной страны, включающая Салаир и Кузбасс вместе с тесно связанной с ними геологически Томь-Колыванской складчатой зоной, глубоко вдаются в Западно-сибирскую низменность. Весь этот регион относится к области герцинской складчатости, но отдельные его части резко различаются особенностями строения и геологической истории.

Салаир представляет собой невысокий водораздельный кряж между Обью и ее правым притоком р. Томью. Он протягивается в северо-западном направлении, дугообразно выгнут на северо-восток и имеет высоту в центральной части всего до 600 м (гора Пихтовая). Северо-восточный его склон, обращенный к Кузнецкой котловине, более крутой. Рельеф кряжа очень мягкий, с плавными очертаниями водораздельной части и широкими долинами. Почти весь Салаир покрыт густой тайгой.

Кузнецкая котловина, широко известная под названием Кузбасса, располагается между Салаирским кряжем и Кузнецким Алатау. Границы ее с этими горными сооружениями местами имеют уступообразный характер, но чаще переход между ними постепенный. Рельеф котловины в целом пологоволнистый, с абсолютными высотами 200—300 м, но по берегам р. Томи протягиваются более приподнятые возвышенности. Обширные площади котловины заняты лесостепью, значительные участки затаежены.

На северо-западе котловина расширяется и сливается с равнинными пространствами Западносибирской низменности. Часть низменности, непосредственно примыкающая к Салаирскому кряжу и Кузнецкой котловине, занята выходящими на поверхность палеозойскими складчатыми сооружениями Томь-Колыванской зоны.

Геологическое изучение всей этой территории в дореволюционное время не носило систематического характера, и только после Октября здесь начались широкие планомерные исследования, в которых принимал участие большой коллектив западносибирских и других геологов. Большую роль в познании геологического строения этого района сыграли работы М. А. Усова, М. К. Коровина, Б. Ф. Сперанского, К. В. Радугина, В. И. Яворского, М. Ф. Нейбург, А. А. Зенковой, А. Л. Матвеевской, М. А. Ржонницкой, В. Д. Фомичева, С. В. Кумпана, В. П. Маркевича, А. В. Тыжнова и др.

Стратиграфия

Три рассматриваемые региона резко отличаются комплексами лежащих их пород: на Салаире особенно широко распространены нижнепалеозойские отложения, почти отсутствующие в других районах; Томь-Колыванская зона представляет собой область развития преимущественно среднепалеозойских, а Кузбасс — верхнепалеозойских отложений.

Протерозой (?). Наиболее древние породы, условно относимые к верхнему протерозою, в виде ограниченных по площади выходов известны только в южной части Салаира. Представлены они черными водородолевыми известняками с прослоями микроварцитов и эффузивами среднего и основного состава. Видимая мощность толщи превышает 1,5 км.

Кембрий. Кембрийские отложения распространены на Салаире широко и представлены всеми тремя отделами.

Алданский ярус сложен породами спилит-кератофировой формации с многократным чередованием в разрезах кислых и основных эффузивов, а также разнообразных порфиритов и туфов, местами преобразованных в зеленые сланцы. В верхней части яруса существенная роль принадлежит прослоям конгломератов, песчаников, аргиллитов и известняков (см. рис. 32). Ленский ярус включает две свиты терригенно-карбонатного состава. Нижняя начинается базальными конгломератами, на которых залегают песчаники с прослоями аргиллитов и известняков, а местами сложена эффузивно-туфогенными породами преимущественно среднего состава. Верхняя свита сложена известняками, иногда мраморизованными.

Средний кембрий залегает с несогласием, с конгломератами в основании, и сложен мощной вулканогенно-терригенной толщей. В составе ее преобладают средние и основные вулканиты, осадочные породы имеют подчиненное значение. В толще обнаружены многочисленные трилобиты.

Ограниченно распространенные верхнекембрийские отложения состоят из двух свит: нижняя сложена конгломератами, песчаниками, известняками, средними эффузивами и их туфами, а верхняя — известняками. В обеих свитах содержатся трилобиты.

В Томь-Колыванской зоне кембрий, в основном его средний отдел, распространен незначительно. Он обнажается в ядрах некоторых антиклиналей в юго-западной части зоны и представлен довольно пестрой по составу толщей, состоящей из разнообразных эффузивов и их туфов, глинистых сланцев, песчаников, конгломератов и мраморизованных известняков.

Ордовик. Ордовикские отложения залегают на кембрий резко несогласно. Базальные конгломераты, местами туфогенные, имеются почти всюду и достигают мощности 100—200 м. Литофациальный состав отложений довольно пестрый, но преимущественно распространены терригенные и карбонатные породы

с частыми прослоями средних и кислых эффузивов и их туфов общей мощностью от 1000 до 2300 м. Многочисленные трилобиты, граптолиты и другая фауна позволяют выделить все три отдела системы. Следует отметить, что для верхней части разреза особенно характерны полосчатые песчаники и аргиллиты, а самые его верхи сложены известняками (веберовский горизонт) с кораллами и трилобитами верхней части верхнего ордовика.

С и л у р. Нижний силур залегает на подстилающих отложениях с размывом, начинается базальными конгломератами и сложен в нижней части красновато-бурыми и зеленоватыми аргиллитами и песчаниками, а вверху — розоватыми коралловыми известняками.

Рис. 32. Сводная стратиграфическая колонка нижнего палеозоя и силура Салаира (по В. Д. Фомичеву и Л. Э. Алексеевой).

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты и песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — эффузивы кислого и основного состава и их туфы; 7 — эффузивы среднего и основного состава и их туфы; 8 — эффузивы среднего состава и их туфы. Свиты: 1 — томскозаводская — известняки, песчаники; 2 — сухая — конгломераты, песчаники, аргиллиты; 3 — юрманская — конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки (преобладают в верхней половине свиты); 4 — урская — конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки, эффузивы, туфы; 5 — калтыкская — конгломераты, аргиллиты, эффузивы, туфы; 6 — толсточихинская — известняки; 7 — ариничевская — конгломераты, песчаники, известняки эффузивы, туфы; бирилюнская; 8 — орлиногорская подсвита — серые эффузивы, туфы, конгломераты, песчаники, аргиллиты; 9 — бачатская подсвита — конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки, эффузивы; 10 — листвянская — кинтерепские темные, полосчатые плитчатые известняки и гавриловские светлые массивные известняки с археоциатами; 11 — луковская — конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки, эффузивы; 12 — золотоуховская — эффузивы, кератофиристо-спилитового ряда и их туфы, конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки с археоциатами

В низах разреза обнаружены граптолиты лландоверы, а в известняках верхней части разреза — венлокские кораллы и брахиоподы нижнего лудлова. Выше лежащие отложения также начинаются базальными конгломератами и песчаниками, на которых располагаются темно-серые известняки с кораллами и брахиоподами, среди которых есть как лудловские, так и раннедевонские формы.

Относительно небольшая фациальная изменчивость нижнепалеозойских и силурийских отложений позволяет дать для них сводную стратиграфическую колонку (рис. 32).

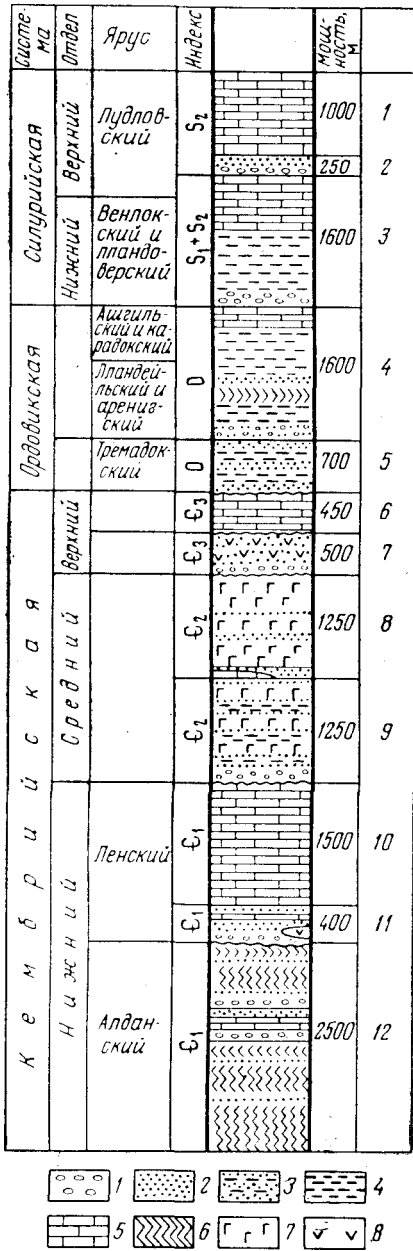
Д е в о н. Отложения девона обнажаются по периферии Кузнецкой впадины, слагают большую часть территории Томь-Колыванской зоны, а также обширные площади на востоке и западе Салаирского кряжа.

На Салаире развит полный разрез девона, представленный в морских фациях. В восточной его части на карбонатных породах силура залегают с постепенными переходами известняки нижнего девона (крековские известняки) мощностью около 350 м, содержащие кораллы и брахиоподы жединского яруса. Они сменяются слоистыми известняками мощностью свыше 200 м с *Karpinskia conjugula*, указывающей на их кобленцкий возраст. Такой же примерно состав пород имеет нижний девон и в центральных районах кряжа.

Эйфельские отложения (до 800 м) развиты значительно более широко, также представлены в основном карбонатными породами и залегают на подстилающих отложениях несогласно и с размывом. В большинстве случаев отмечаются базальные терригенные осадки, но в центральной части Салаира эйфель начинается бокситовым горизонтом мощностью от 1 до 12 м (бердский горизонт). Живетские отложения залегают также несогласно с размывом и имеют в основании конгломераты. Сложены они песчаниками и аргиллитами с прослоями известняков, а местами также основных и средних вулканитов. Общая мощность толщи от 1000 до 1800 м. Чиелевый комплекс фауны включает *Euryspirifer cheehiel* и многие другие формы.

Верхний девон также существенно терригенный. На восточном склоне кряжа после перерыва, отвечающего франскому веку, отлагались аргиллиты и песчаники с маломощными пачками известняков с фаменской фауной общей мощностью 300—350 м. Южнее в разрезе появляются франские известняки, а западнее развиты однотонные темно-серые и черные аргиллиты верхнего девона, постепенно сменяющиеся каменноугольными отложениями. В них содержится типичный верхнедевонский комплекс брахиопод, позволяющий выделить как франские, так и фаменские отложения.

В Томь-Колыванской зоне фаунистически охарактеризованные породы нижней половины девона отсутствуют и разрез начинается с живетских отложений. Нижняя их часть имеет довольно



пестрый литофациальный состав и сложена песчаниками и глинистыми сланцами, кислыми и средними эффузивами и их туфами, известняками, иногда мраморизованными; вверху вулканиты исчезают. Общая мощность отложений достигает 2,5 км. В разных местах обнаружены фаунистические остатки, в том числе членистый комплекс.

В районе Новосибирска верхний девон имеет мощность также около 2,5 км. Начинается он известняками (несколько сотен метров), а выше следует монотонная песчано-сланцевая толща. Нижняя ее часть сложена песчаными и песчано-сланцевыми отложениями флишоподного типа, а верхняя — черными глинисто-сланцевыми и мергелистыми породами. Эта толща, получившая название инской свиты, включает не только верхнедевонские, но и нижнекаменноугольные осадки и уверенно параллелизуется с такырской свитой Алтая.

Южнее, на северо-западной периферии Кузбасса, верхний девон залегает также несогласно на среднем девоне, представлен в морских терригенно-карбонатных литофациях и разделен на ярусы.

Полный разрез девона вскрыт в *северо-восточной части Кузбасса* Ермаковской опорной скважиной. Нижний и средний отделы с общей мощностью около 600 м представлены туффитами и порфиритами с маломощными прослоями аргиллитов. Верхний девон залегает несогласно и начинается базальными конгломератами, выше которых следуют красновато-бурые и зеленоватые аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями известняков мощностью около 200 м. Сходные условия осадкообразования существовали на всей северо-восточной, восточной и южной окраинах Кузбасса, где в течение раннего и среднего девона накапливались лагунно-континентальные осадки и продукты вулканической деятельности, а в позднем девоне — сначала морские, а затем лагунно-континентальные и континентальные песчано-глинистые и конгломератовые толщи.

К а р б о н и п е р м ь. Кроме нижнего карбона, образующего единые толщи с верхним девонem, на рассматриваемой территории широко распространены индивидуализированные каменноугольные отложения. Среди них выделяются два резко различающихся фациальных типа: 1) морские фации, обрамляющие в виде узкой полосы Кузнецкую впадину и участвующие также в строении Томь-Кольванской зоны и Салаира и 2) континентальные угленосные отложения, выполняющие внутреннюю часть Кузбасса. К морским фациям относятся только осадки нижнего карбона (вплоть до визейских). Начиная с намюра в Кузнецкой котловине происходило накопление мощных континентальных угленосных толщ. Морские каменноугольные отложения, которые окружают по периферии всю котловину, по-видимому, подстилают угленосную толщу и в центральных частях котловины.

В основании каменноугольных разрезов обычно с постепенным

переходом к девону, а в других с резкой границей залегает толща известняков с типичными брахиоподами этрена — *Spirifer julii* и *Productus niger*, а затем идут турнейские известняки, песчаники и сланцы. Нижневизейские отложения также представлены песчаниками и сланцами, нередко туфогенными, и известняками с кораллами и брахиоподами. Общая мощность нижнекаменноугольных отложений на западной окраине Кузбасса достигает 800 м. Верхний визе отсутствует и выше залегает нижняя свита угленосного комплекса. Таким образом, и в пределах краевых частей Кузнецкой котловины отмечаются тектонические движения в визейском веке, которые особенно резко проявлены на Алтае.

Во внутренних районах *Салаира* незначительно развиты турнейские отложения тесно связаны с девонem и представлены сланцами и известняками с морской фауной.

В *Томь-Кольванской зоне* нижний карбон выражен в песчано-сланцевых литофациях. На юго-западе он входит в состав инской свиты. На северо-востоке толща глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников мощностью до 1,5 км обособляется под названием томской свиты.

Угленосные отложения *Кузнецкой впадины* начинаются породами острогской свиты мощностью от 200 до 600 м. Внизу она сложена песчаниками с прослоями алевролитов и конгломератов, а выше идут такие же породы, содержащие тонкие пропластки углей. В свите найдено большое количество брахиопод, пелеципод, гастропод, ракообразных и обильная флора. Следующая, балахонская серия разделяется на две свиты — нижнебалахонскую и верхнебалахонскую; состав серии очень однообразен — это чередование песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, среди которых находятся пласты углей. Балахонская серия обладает значительной угленасыщенностью: в ней выделяется свыше 30 пластов угля рабочей мощности (от 0,7 до 4,5 м); в верхнебалахонской свите угленасыщенность особенно велика и в ней имеются отдельные прослой углей огромной мощности (до 20 м). Среди углей имеются высокосортные коксуемые разновидности. Общая мощность серии изменяется в пределах от 900 до 2700 м. Острогская свита относится большинством исследователей к намюру — низам среднего карбона, нижнебалахонская свита — к среднему и верхнему карбону, а верхнебалахонская — к нижней перми.

Следующая кузнецкая свита (700—800 м) тоже относится к нижней перми. Она сложена грязно-зелеными, иногда туфогенными песчаниками и аргиллитами с прослоями и линзами мергелей и сферосидеритов, чем она отличается от балахонской серии. Кроме того, в кузнецкой свите нет углей и поэтому она в ранних стратиграфических схемах В. И. Яворского называлась безугольной, или пустопорожней, свитой.

Верхняя часть разреза — кольчугинская серия относится к верхней перми; в ней также выделяются две свиты — нижнекольчугинская и верхнекольчугинская, или ерунаковская. Первая

имеет такой же состав, как балахонская серия и содержит мало-мощные прослой углей; мощность ее от 1000 до 1400 м. Ерунаковская свита имеет 51 рабочий пласт угля (мощность некоторых из них до 10 м); угленасыщенность ее повышается по направлению к верхней части. Наряду с алевролитами, аргиллитами и песчаниками свита содержит прослой конгломератов и мергелей. В ней найдены остракоды, пелециподы и растения, которые дают возможность отнести эти отложения в целом к татарскому ярусу. Мощность от 1750 до 2100 м, однако в северо-восточной части бассейна мощность и угленосность свиты резко падают, и в ее составе появляется заметное количество красноцветных осадков.

Следует отметить, что крупнейший специалист в области геологии Кузбасса В. И. Яворский в свое время разработал стратиграфическую схему, которая до недавнего прошлого была общепризнанной. Она несколько отличается от схемы, охарактеризованной выше. Острогская свита в ней отнесена к верхнему карбону, а все вышележащие — к перми; вместо кольчугинской серии выделялись две свиты — ильинская (нижняя), не содержащая рабочих пластов угля, и ерунаковская.

Верхнепалеозойские угленосные отложения известны в северо-западном ответвлении Кузбасса, которое обычно выделяется под наименованием Горловского бассейна, и в юго-западной части Томь-Колыванской зоны, однако развиты здесь песчано-сланцевые отложения имеют мощность всего несколько сотен метров.

Т р и а с. Триасовые отложения в центральной части Кузнецкой впадины выделяются под названием мальцевской свиты, имеющей мощность 600—700 м. Она сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с мощными sillами базальтов в верхней части разреза и лежит на перми согласно. В ней обнаружено много остракод, пелеципод и растений, на основании которых свита отнесена к нижнему триасу.

Ю р а. Юрские отложения разных частей Кузбасса литологически несколько различаются. Чаще всего это конгломераты, песчаники, аргиллиты и алевролиты, причем в ряде мест конгломератов в разрезе очень много, благодаря чему толща получила название конгломератовой свиты. В других случаях конгломераты отступают на второй план, и свита становится угленосной (угли в ней бурые). Мощность свиты от 700 до 900 м.

М е л и п а л е о г е н. В северо-западной части Кузнецкой впадины и к юго-востоку от Салаирского кряжа — в Ненинско-Чумынской впадине обнажается толща от 50 до 100 м, сложенная внизу белыми и серыми огнеупорными глинами и кварцевыми песками, а выше — красными вязкими глинами, на севере бокситоносными. В ней обнаружены богатая листовая флора и пыльца, на основании чего нижняя часть толщи относится к верхам верхнего мела, а верхняя — к палеогену.

Мезозойские и кайнозойские отложения развиты также в северной части Томь-Колыванской зоны и на западе Салаирского кряжа.

Однако в этих районах они неразрывно связаны с соответствующими породами платформенного чехла Западносибирской плиты, которые рассматриваются ниже.

А н т р о п о г е н. Во внутренних районах Салаирского кряжа и в Кузнецкой котловине отложения антропогена распространены очень широко и местами достигают большой мощности. Они представлены покровными суглинками, глинами элювиально-делювиального происхождения и отложениями террас.

Магматизм

В пределах рассматриваемой территории широко распространены только палеозойские магматические комплексы. Наиболее древние из них, известные на Салаире и связанные с раннепалеозойским тектоно-магматическим этапом, имеют много общего с соответствующими образованиями каледонид. В процессе интенсивной вулканической деятельности в раннем кембрии изливались кварцевые кератофиры, фельзиты, корфриты и спилиты, сопровождавшиеся выбросами пирокластов такого же состава. После перерыва, охватывающего большую часть ленского века, в среднем кембрии вулканическая деятельность снова активизировалась, но накапливались преимущественно разнообразные порфириты и их туфы, тогда как спилиты и кислые породы играли подчиненное значение. В позднем кембрии и в особенности в ордовике и силуре эффузивная деятельность ослабевает; в это время также извергались вулканогенные продукты среднего, отчасти кислого состава. С периодом наиболее активной вулканической деятельности раннего кембрия связана пространственно и генетически наиболее древняя интрузия плагиогранитов, образующих небольшие тела среди пород спилит-кератофировой формации.

Более молодыми являются массивы ультраосновных пород, сформированные в начале среднего кембрия и образующие гипербазитовый пояс в центральной части Салаирского кряжа. Наиболее часто встречаются небольшие тела серпентинитов, единственный относительно крупный массив — Таловский — достигает 13 км². Вместе с гипербазитами местами встречаются несколько более поздние тела габбро. В северных районах довольно широко распространены породы еще одной каледонской интрузии основных пород. Это небольшие штоки, пластовые тела, лакколиты и дайки габбро-диабазов с площадью выхода не более 2—3 км², контролирующиеся разломами. Интрузивные тела залегают в толщах кембрия, ордовика и, возможно, нижнего силура. Вероятно, что к этой же возрастной группе относятся обнаруженные в юго-восточной части кряжа породы субщелочного комплекса, в которой входят нордмаркиты, габбро, монциты и другие породы, образующие многофазный массив горы Барсук.

В среднепалеозойском этапе эффузии были особенно обильны во всех регионах в живетском веке, но в восточных районах Кузнецкой впадины они происходили на протяжении раннего и среднего девона. При этом в Салаире и Кузбассе извержения имели главным образом основной и средний состав, а в Томь-Колыванской зоне — кислый (альбитофиры и фельзитовые порфиры).

Среди интрузивных образований в Томь-Колыванской зоне известны небольшие тела пород габбро-диоритового ряда, прорывающие девонские отложения, а также более поздние, относительно крупные (до 100 км² и больше) массивы гранитоидов, прослеживающиеся от Новосибирска на северо-восток. Такую же геологическую позицию занимают близкие по размерам и составу гранитоиды Салаира, которые сопровождаются жильной серией гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов и аплитов. Геологические данные свидетельствуют о послекамменноугольном возрасте этих гранитоидов. Данные радиологии несколько противоречивы, так как цифры определений абсолютного возраста колеблются от 225 до 300 млн. лет. Таким образом, породы этой группы могли образоваться как в начале, так и конце позднего палеозоя.

На Салаире самыми молодыми (позднепалеозойские?) являются небольшие штоки и дайки плагиогранитов, кварцевых и альбитовых порфиров. В Кузнецкой впадине позднепалеозойский возраст имеют дайки и силлы диабазов, секущие балахонскую серию. Кроме того, в центральной части впадины имеются довольно крупные согласные тела базальтов, залегающие среди триасовых отложений.

Тектоника

Все три рассматриваемые региона представляют собой крупные тектонические единицы, резко различающиеся строением и характером взаимосвязей с соседними складчатыми сооружениями. Рассмотрение их тектонического строения мы начнем с Салаира, занимающего несколько обособленное положение по сравнению с двумя другими, тесно связанными между собой структурными элементами.

Салаир — это крупный антиклинорий сложного внутреннего строения. В плане Салаирский антиклинорий представляет собой выпуклую к северо-востоку дугу; юго-восточный конец этой дуги и особенно резко северо-западный отогнуты на юго-запад, благодаря чему преобладающие северо-западные простирания структур антиклинория меняются в этих районах на северо-восточные (рис. 33). Внутри него отмечается ряд крупных антиклинальных и синклинальных складок, простирание которых везде соответствует общей конфигурации антиклинория. В осевой его части преобладают линейные складки большой протяженности, к периферии они нередко приобретают брахиформный характер,

оставаясь в большинстве случаев достаточно крутыми. Крупные антиклинали и синклинали осложнены складками второго и более высоких порядков. По стратиграфической вертикали, начиная от древних пород к молодым, отмечается некоторое выполаживание структур. Согласно со складками ориентировку имеют разломы, большинство которых представляет собой довольно крутые протяженные надвиги. Наиболее крупные из них разбивают антиклинорий на систему вытянутых тектонических блоков, в пределах которых обычно располагается одна, реже больше, складка первого порядка. В южной части антиклинория некоторые надвиги сближаются и сливаются, образуя несколько зон смятия.

Строение Томь-Колыванской зоны наиболее полно изучено в юго-западной части. Непосредственно со складчатыми сооружениями Салаира граничит Горловский синклинорий, который ряд геологов рассматривают как своеобразный краевой прогиб Томь-Колыванской зоны. Синклинорий несколько асимметричен и имеет довольно крутые крылья, осложненные дополнительными складками и разломами значительной амплитуды; внутри него отмечается ряд кулисообразно расположенных брахиформных складок (рис. 34).

С северо-запада к Горловскому синклинорию примыкает Буготакский антиклинорий. В его ядре обнажается средний кембрий в виде системы сжатых складок северо-восточного простирания, а на крыльях — девон, смятый в более пологие складки, усложненные дополнительной складчатостью и разрывными нарушениями.

Еще далее к северо-западу прослеживается система складок внутренней части Томь-Колыванской зоны. К югу от Новосибирска они имеют меридиональное простирание, а восточнее приобретают характерное для большей части зоны северо-восточное направление. Складки в большинстве случаев асимметричны, имеют крутые падения в крыльях, местами опрокинуты и осложнены дополнительной складчатостью, вплоть до самой мелкой, а также многочисленными разломами различной протяженности и амплитуды.



Рис. 33. Тектоническая схема Салаира (по В. Д. Фомичеву).

1 — оси синклинальных складок; 2 — оси антиклинальных складок; 3 — тектонические контакты; 4 — зоны смятия; 5 — краевой прогиб Кузбасса и Горловского бассейна; 6 — мезозойско-кайнозойские отложения Западно-Сибирского низменности; 7 — гранитоиды

Основные черты тектонического строения Кузнецкой впадины были выявлены еще в конце 20-х годов В. И. Яворским, который и позже посвятил Кузбассу ряд работ. Этот исследователь отмечает, что наиболее интенсивная складчатость характеризует краевые части впадины, примыкающие к Салаиру и Томь-Колыванской зоне, тогда как у Кузнецкого Алатау дислокации более спокойные.

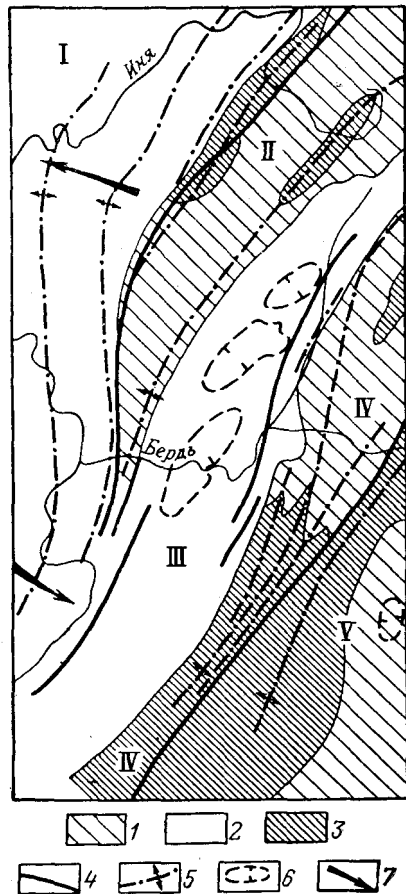


Рис. 34. Тектоническая схема юго-западной части Томь-Колыванской зоны (по А. Л. Матвеевской).

Структуры длительного развития: 1 — положительные, 2 — отрицательные; 3 — области выступов фундамента и неглубокого его залегания; 4 — разломы; 5 — направления осей складок; 6 — крупные брахискладки; 7 — направления преобладающего опрокидывания складок. I — основной прогиб Томь-Колыванской геосинклинали; II — Вуотакский массив; III — Горловский прогиб; IV — Чемскал ступень; V — Салаирские структуры

ступали бы более древние.

В северо-восточной части Кузнецкой впадины выделяется два

особенно интенсивная складчатость, сопровождаемая разломами значительной амплитуды, прослеживается вдоль юго-западного борта впадины: здесь развита система крутых и даже опрокинутых складок, разорванных надвигами, прослеживаемыми на десятки километров. Один из крупнейших региональных надвигов протягивается на границе впадины с Томь-Колыванской зоной, по которому девонские отложения надвинуты на продуктивные толщи балахонской серии [119]. Поверхность сместителя этого надвига залегает очень полого и имеет волнистый характер, угленосная толща в его лежащем крыле смята в мелкие складки и разбита многочисленными разломами (рис. 35). По направлению к центру впадины ее тектоническое строение постепенно упрощается, однако местами и там можно наблюдать довольно крутые складки и разломы с вертикальными перемещениями значительной амплитуды. Тем не менее в центральной части впадины нет крупных антиклинальных поднятий, в которых на поверхность вы-отложения, чем верхнепермские.

особенно интенсивная складчатость, сопровождаемая разломами значительной амплитуды, прослеживается вдоль юго-западного борта впадины: здесь развита система крутых и даже опрокинутых складок, разорванных надвигами, прослеживаемыми на десятки километров. Один из крупнейших региональных надвигов протягивается на границе впадины с Томь-Колыванской зоной, по которому девонские отложения надвинуты на продуктивные толщи балахонской серии [119]. Поверхность сместителя этого надвига залегает очень полого и имеет волнистый характер, угленосная толща в его лежащем крыле смята в мелкие складки и разбита многочисленными разломами (рис. 35). По направлению к центру впадины ее тектоническое строение постепенно упрощается, однако местами и там можно наблюдать довольно крутые складки и разломы с вертикальными перемещениями значительной амплитуды. Тем не менее в центральной части впадины нет крупных антиклинальных поднятий, в которых на поверхность вы-отложения, чем верхнепермские.

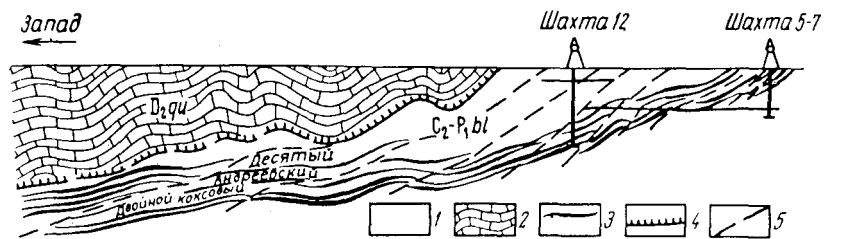


Рис. 35. Геологический разрез Томского надвига (по А. З. Юзвickому).

1 — угленосные отложения нижнебалахонской и верхнебалахонской свит; 2 — известняки и сланцы среднего девона; 3 — пласты угля; 4 — линия Томского надвига; 5 — мелкие надвиги

крупных поднятия — Барзасское и Крапивинское. Кроме того, внутри нее и по периферии обособляется ряд осложняющих впадин

или прогибов второго порядка (рис. 36). Все эти структурные формы в свою очередь осложнены антиклиналями и синклиналими различных размеров, форм и крутизны, а также локальными поднятиями, имеющими характер плак-антиклиналей. Характерной особенностью в пространственном расположении складчатых дислокаций различных типов является четкая приуроченность линейных складок к присалаирской части впадины, а крупных поднятий, складок «покровного» типа и локальных поднятий в форме плак-антиклиналей — к прикузнецко-алатауской ее части.

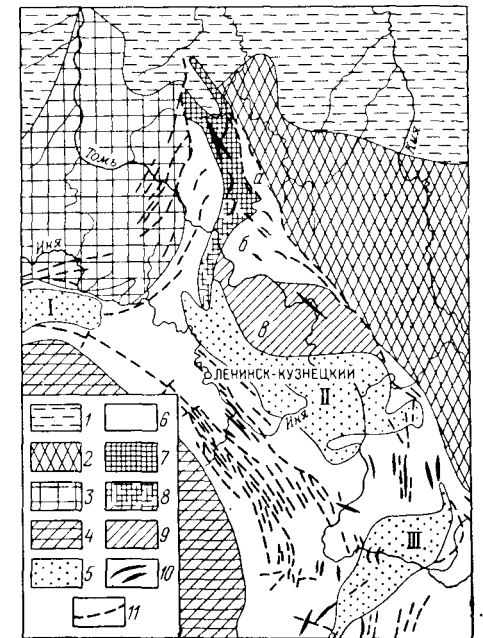


Рис. 36. Тектоническая схема Кузнецкого бассейна (по В. П. Маркевичу).

1 — Западносибирская плита; 2 — Кузнецкий Алатау; 3 — Томь-Колыванская складчатая зона; 4 — Салаирский крик; 5 — мезозойские впадины; I — Доронинская, II — Чусовитинская, III — Тугуясская; 6 — прогибы Кузбасса; 7 — Барзасское поднятие; 8 — предполагаемое погружение Барзасского поднятия; 9 — Крапивинское поднятие; 10 — антиклинальные структуры; а — Бердовская, б — Воскресенская, в — Борисовская; 11 — разломы

Полезные ископаемые

Важнейшее народнохозяйственное значение в рассматриваемой области имеют некоторые месторождения экзогенного происхождения, прежде всего

угли Кузбасса. В балахонской и верхней части кольчугинской серий содержится 83 рабочих пласта углей, общая мощность которых превышает 175 м. Угли принадлежат к различным маркам, в том числе коксующимся, и отличаются высоким качеством. Кроме того, в центральной части Кузбасса имеются бурые угли юрского возраста, имеющие местное значение. В девонских отложениях района Барзаса развиты горючие сланцы. В ряде пунктов Кузнецкой впадины обнаружены признаки нефтеносности.

В Салаирском кряже к девонским отложениям приурочено несколько горизонтов бокситов, наиболее интересными являются месторождения Верхнебердского района. Пластообразные тела залегают в известняках, слагающих антиклинальные структуры, и образовались сразу же после перерывов в осадконакоплении. Второй, менее интересный тип месторождений бокситов, связанных с формированием палеогеновой коры выветривания, представлен рудными телами неправильной формы, приуроченными к эрозионным котловинам и карстовым воронкам.

В различных районах кряжа известны золотоносные и титаносные (ильменитовые) россыпи.

Среди магматогенных полезных ископаемых главную роль играют салаирские полиметаллические месторождения, важнейшим компонентом которых является цинк. Рудные тела представляют собой метасоматические залежи неправильной, часто сложной формы, залегающие в кембрийских толщах.

Заслуживает также упоминания ртутная минерализация в северо-восточных районах Салаирского кряжа, связанная с крупными разломами, промышленное ее значение выяснено недостаточно.

Некоторые особенности развития и структурное положение

Наиболее ранний доступный анализу этап развития рассматриваемой территории начинается с раннего палеозоя, причем он достаточно надежно документирован только для Салаира. Геологические данные показывают, что в это время развитие региона происходило в том же плане, что и каледонских сооружений Алтае-Саянской горной страны. В среднем палеозое геологическая история Салаирского антиклинория имеет много общего с историей Горного Алтая; в результате длительной и сложной цепи преобразований они превратились в складчатые сооружения в конце позднего девона или в самом начале карбона.

Что касается Томь-Колыванской зоны, то история ее развития в среднем палеозое, особенно в его конце, больше напоминает историю развития Калба-Нарымской зоны. В этом легко убедиться, сравнив особенности осадкообразования, магматизма и тектоники двух этих областей. Геосинклинальный этап продолжался до конца среднего палеозоя, после чего здесь произошли

главные складкообразовательные и горообразующие процессы. Одновременно начались энергичные прогибания соседней Кузнецкой впадины, которая в течение позднего палеозоя заполнилась угленосной формацией огромной мощности. Отсутствие несогласий в угленосных толщах и согласное наложение на них нижнего триаса свидетельствует о том, что значительных поднятий и складкообразования в течение этого длительного периода не было, и только в конце раннего триаса или несколько позже произошли энергичные глыбовые и слабые складкообразовательные движения, сопровождавшиеся эффузией базальтов платформенного типа. Движения эти, по-видимому, завершили герцинскую тектоническую эпоху.

В мезозойско-кайнозойском этапе заметные прогибания испытали центральные части Кузнецкой впадины (в юре), а также небольшие участки к северу и югу от Салаирского антиклинория (в юре, позднем мелу, палеогене). Большая часть Томь-Колыванской зоны была вовлечена в прогибания в связи с грандиозными опусканиями земной коры в пределах Западносибирской плиты.

Новейшие движения, создавшие современный рельеф рассматриваемой территории, были относительно незначительными, чем она резко отличается от большинства других регионов Алтае-Саянской горной страны.

* * *

В заключение необходимо вкратце остановиться на общей тектонической позиции рассмотренных крупных структурных единиц и их возможных связях с близрасположенными складчатыми сооружениями.

Н. С. Шатский решает этот вопрос следующим образом. «Вероятным продолжением складчатой системы Алтая, — пишет этот исследователь, — является Томь-Колыванская складчатая зона, обрезающая с севера каледонские складки Салаира. Общий характер разреза этой зоны указывает на наличие здесь в конце среднего палеозоя достаточно глубокого и сложного прогиба, захваченного позднее герцинской складчатостью. В поперечном направлении к Томь-Колыванской зоне в виде клина, входящего между Салаиром и Кузнецким Алатау, располагается крупный и глубокий Кузнецкий прогиб. Эта чрезвычайно своеобразная по строению впадина имеет характер поперечного краевого прогиба герцинской складчатости, развившегося на каледонском складчатом основании. Длительность формирования и огромные мощности угленосной формации, верхние горизонты которой относятся к перми, а также почти полное отсутствие проявлений магматической деятельности хорошо отличают Кузнецкий прогиб от восточнее расположенных Минусинской и других впадин и не оставляет сомнения в его герцинском возрасте» [89-1].

В приведенную характеристику необходимо внести одно существенное уточнение. Салаирский антиклинорий, как следует из

всего сказанного выше, нужно относить не к каледонским, а к раннегерцинским складчатым сооружениям; он, по-видимому, тесно связан в своем развитии с Горным Алтаем. Но в этом случае Кузнецкий краевой прогиб развился не на каледонском складчатом основании, а на стыке раннекаледонских и раннегерцинских структур. Вероятно, такое его положение обусловило ряд отличий в характере осадконакопления, проявлениях вулканизма и тектонических особенностях северо-восточного и юго-западного бортов. В частности, получает естественное объяснение развитие линейных складок на юго-западной его окраине и структур платформенного типа — на северо-востоке. В этом здесь, по-видимому, находят специфическое выражение явления унаследованности тектонических структур. Поэтому нет необходимости объяснять такую картину различной степенью «тектонического давления» со стороны Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау, как это делают многие геологи.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

Под Центральным Казахстаном в геологической литературе понимается обширная территория в северо-восточной части Казахской ССР, прекрасно выраженная на геологической карте выходами на поверхность разнообразных пород палеозоя; последние играют главенствующую роль в геологическом строении области.

Структуры Центрального Казахстана находятся в западной части огромного палеозойского пояса, восточное «крыло» которого образуют Алтае-Саянские складчатые сооружения. Граница между ними условно может быть проложена где-то в области юго-западного крыла Чарского антиклинория. На северо-западе Центральный Казахстан граничит с Западносибирской низменностью, а на западе — с Тургайским прогибом. Наиболее сложную конфигурацию граница складчатой области имеет на юго-западе, юге и юго-востоке, где в ее пределы включаются Чу-Илийские горы, Джунгарский Алатау, Тарбагатай и Саур.

По устройству поверхности Центральный Казахстан представляет собой область развития мелкосопочника, под которым понимается обычно беспорядочное чередование отдельных невысоких холмов и их групп с более выровненными поверхностями в виде широких долин и обширных плоских котловин. На фоне пологоволнистого рельефа местами выделяются группы гор и ряд хребтов. В последних высоты не превышают 1,5 км, однако отдельные окраинные горные сооружения (Джунгарский Алатау) своими вершинами выходят за пределы снеговой линии.

Среди более или менее четко выделяющихся горных сооружений на западе Центрального Казахстана протягивается в меридиональном направлении хребет Улутау, от которого отходит ряд небольших отрогов. Севернее Улутау располагается вторая невысокая горная область — Кокчетавские горы. Довольно низкий

пологий хребет выделяется на юго-западе — Чу-Илийские горы, крайняя юго-восточная часть которых обособляется под названием гор Кандыктас. В центральной части располагается группа возвышенностей — Каркаралинские горы, а на востоке протягиваются четко выраженные горные хребты Чингизтау, Тарбагатай и еще дальше к востоку — Саур. Несколько особняком, занимая крайнюю юго-восточную часть рассматриваемой территории, располагается хребет Джунгарский Алатау, с отдельными высотами свыше 4000 м.

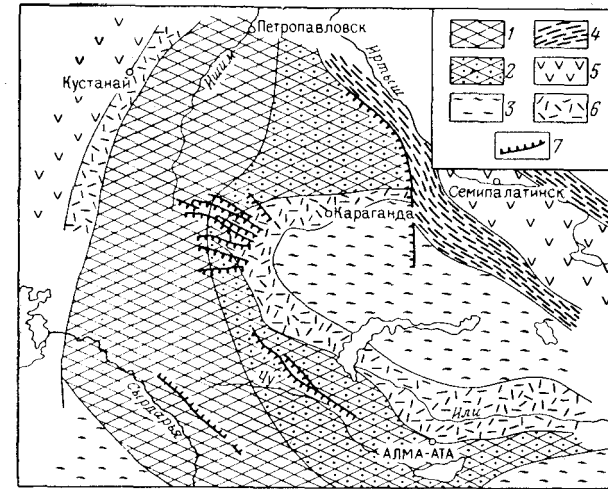


Рис. 37. Схема тектонического районирования Центрального Казахстана (по А. А. Богданову).

1 — многосинклинальная зона каледонид; 2 — эвгосинклинальная зона каледонид; 3 — Джунгаро-Балхашский герцинский мегасинклинорий; 4 — мегантиклинорий; 5 — Иртыш-Зайсанский герцинский мегасинклинорий; 6 — краевые вулканические пояса; 7 — разрывные нарушения

Большая часть территории Центрального Казахстана представляет собой сухие степи с солеными озерами и небольшими речками, обычно пересыхающими летом. На северо-западной его окраине имеются отдельные лесные массивы. Южная часть занята полупустынями и пустынями: западнее оз. Балхаш располагается Бетпак-Дала (Голодная степь), а южнее песчаная пустыня Сары-Ишик-Отрау.

Центральный Казахстан начали детально изучать только в советское время; в дореволюционный период геологическое устройство этой обширной территории оставалось почти совсем не исследованным. Очень большую роль в изучении этой страны сыграли Н. Г. Кассин и Н. С. Шатский и большая группа их сотрудников и учеников. Н. Г. Кассин, начав свои исследования

еще до революции, с середины 20-х годов возобновил их и продолжал работать здесь до конца жизни. Н. С. Шатский возглавлял крупный коллектив геологов с середины 30-х годов, а позже, уже в послевоенные годы, работы эти были продолжены под руководством А. А. Богданова. В результате исследований Н. Г. Кассина, с одной стороны, и Н. С. Шатского — с другой, были разработаны различные концепции о строении и геологическом развитии Центрального Казахстана. Кроме названных выше ученых, весьма важные исследования были проведены М. И. Александровой, Н. А. Афоничевым, В. Ф. Беспаловым, Л. И. Боровиковым, Б. И. Борсуком, Р. А. Борукаевым, Н. Л. Бубличенко, В. А. Вахрамеевым, Г. И. Водорезовым, А. Г. Гокоевым, Ю. А. Зайцевым, Б. М. Келлером, В. С. Коптевым-Дворниковым, П. Н. Кропоткиным, К. Л. Кушевым, Н. Г. Марковой, Г. Ц. Медоевым, Н. П. Михайловым, В. П. Нехорошевым, Б. А. Петрушевским, П. А. Ренгартеном, М. П. Русаковым, Д. Г. Сапожниковым, К. И. Сатпаевым, Е. Д. Шлыгиным, Г. Н. Щербой, М. М. Юдичевым, И. С. Яговкиным, Д. И. Яковлевым и другими геологами.

По особенностям геологического развития в целом Центральный Казахстан разделяется на две части — западную и восточную, которые имеют как черты сходства, сближающие их между собой, так и довольно резкие отличия. Геологическая история этих областей в среднем и верхнем палеозое настолько различна, что большинство исследователей выделяют западную и юго-западную половину региона в качестве каледонских сооружений, а центральную и северо-восточную относят к герцинидам (рис. 37).

Стратиграфия

Докембрийские отложения широко распространены на западе — в Кокчетавском и Улутауском районах. Значительные площади сложены отложениями этого возраста в Бетпак-Дале и севернее — в Атасуйском и Еременьтауском районах. В разработке стратиграфии этих отложений остается много неясных вопросов; стратиграфические схемы, предложенные разными исследователями, нередко еще трудно увязываются между собой, а иногда и вообще противоречивы. Особенно значительные разногласия существуют в отношении наиболее древних образований: в их составе одни исследователи выделяют (впрочем, без достаточных к этому оснований) нижний и верхний архей, тогда как другие предлагают вообще отказаться от применения терминов архей и протерозой, а третьи включают все докембрийские отложения в состав рифея.

Образования предположительно архейского возраста обособляются в ядрах Кокчетавского и Улутауского поднятий. В составе их участвуют биотитовые и роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты и кварцитовые

сланцы с прослоями и линзами мраморов. Для участков развития этих пород характерно проявление гранитизации и мигматизации. Мощность их превышает 3 км [53]. Формационный облик кристаллических толщ (зерендинская серия Кокчетавского массива и бектурганская серия Улутау) позволяет думать, что они могут относиться не к архею, а к эозою; такому предположению не противоречит и их абсолютный возраст — 2600 ± 100 млн. лет [44].

Книжнему — среднему протерозою относят ряд серий и свит мощностью до 2—3 км, сложенных породами, находящимися на низких ступенях регионального метаморфизма. Отложения эти отделены перерывом и несогласием как от подстилающих, так и от более молодых пород. В составе их находятся разнообразные зеленые сланцы — хлоритовые, серицитовые, актинолитовые, эпидотовые и другие, слюдяные сланцы и филлиты, порфириоиды и порфиритоиды, кварциты, кварцитовые и кварцграфитовые сланцы с прослоями известняков и доломитов. В Улутау, где в составе этой возрастной группы выделено несколько серий, для разрезов особенно характерно наличие мощных толщ железистых кварцитов, в том числе относящихся к типичной вулканогенной джеспилитовой формации (например, карсапайская серия). В бассейнах рек Селеты, Оленты и Шидерты (северо-восточные районы Центрального Казахстана) распространены амфиболиты и порфиритоиды, среди которых в виде отдельных прослоев находятся филлиты и кварцитовые сланцы. Радиометрические данные в общем подтверждают правильность их отнесения к данной возрастной группе: секущие гранито-гнейсы имеют возраст 1730 ± 130 млн. лет, а порфириоиды из верхней части разрезов в Кокчетавском поднятии и Улутау — 1300—1200 млн. лет [44].

Верхнепротерозойские отложения отделены от подстилающих перерывом, а местами залегают на них с резким несогласием. В западной (каледонской) части Центрального Казахстана (см. рис. 37) в основании разрезов всюду располагается кварцито-песчаниковая формация (кокчетавская, уштобинская и другие свиты), выраженная очень однообразной толщей обломочных кварцитов мощностью от 500 м до 2,5 км [43]; восточнее развиты яшмо-кварцитовые толщи с горизонтами вулканитов. Вышележащий вулканогенно-терригенный комплекс состоит из кислых вулканитов, которым подчинены лавы основного и среднего состава, конгломераты и туфопесчаники, а в других случаях яшмо-кварциты. Мощность толщи достигает нескольких километров (коксуйская серия Улутау — около 3,5 км). Верхняя часть разрезов слагается очень пестрым по составу комплексом пород — конгломератами, песчаниками, средними и кислыми лавами, туффитами, карбонатными и кремнистыми породами. Среди этих отложений, относимых к венду, находится очень своеобразный комплекс пестроцветных терригенных пород, «ленточных» известняков и тиллитоподобных конгломератов (улутауская

серия и ее возрастные аналоги). Следует отметить, что во многих районах вулканогенно-осадочная толща верхнего протерозоя — нижнего кембрия выделяется в виде единого уртынджалского комплекса. Большая пестрота разрезов верхнего протерозоя далеко не везде позволяет уверенно сопоставлять их и поэтому возрастная принадлежность выделяемых многочисленных серий и свит не всегда достаточно достоверна. Для некоторых из них имеются определения изотопного возраста: кварцито-песчаниковая кокчетавская серия 1150 млн. лет, эффузивы коксуйской серии 800 млн. лет.

К е м б р и й. Кембрийские отложения довольно широко распространены лишь в северо-восточных районах; на остальной территории они развиты очень ограниченно.

Нижний кембрий залегает на более древних породах резко несогласно и включает две свиты: телескольскую и боцекульскую, также разделенные несогласием. Нижняя телескольская свита мощностью свыше 2 км состоит из кремнисто-хлоритовых и кремнисто-полевошпатовых алевролитов, граувакковых и аркозовых песчаников, конглобрекчий и брекчий с маломощными прослоями яшм и кварцитов и отдельными покровами базальтов и их пирокластов. Боцекульская свита, имеющая облик типичной спилит-кератофировой формации, сложена вулканитами и небольшим количеством чередующихся с ними морских терригенных пород. В нижней ее части преобладают основные и средние лавы и туфы, в верхней — более кислые породы кератофирового ряда, сопровождаемые пирокластами. Мощность свиты в разных участках колеблется от 2400 до 4600 м. В ней обнаружена фауна археоциат, трилобитов и брахиопод ленского яруса. Не имеющая фауны телескольская свита условно относится к алданскому ярусу.

Средний кембрий также подразделяется на две свиты: нижняя называется майданской, а верхняя — сасыксорской. Первая состоит из алевролитов, аргиллитов и песчаников с прослоями известняков и многочисленными мощными пластами различно окрашенных яшм; изредка в ней попадаются порфириды и их туфы. В ней найдены трилобиты и другая фауна низов среднего кембрия. Мощность свиты 1000—1200 м. Сасыксорская свита залегает местами согласно, а иногда с угловым несогласием и сложена терригенными породами, в нижней части грубозернистыми. Во многих местах свита имеет флишоидный характер, с ритмическим чередованием алевролитов и песчаников, в других пунктах она сложена более грубозернистыми осадками — конгломератами, гравелитами, песчаниками. В верхней ее части имеются прослои известковистых песчаников и известняков с *Anomocare* и другими среднекембрийскими трилобитами. Мощность свиты от 1 до 2,5 км.

Верхний кембрий, в котором всюду отсутствуют нижние горизонты, вместе с тремадокским ярусом объединяется в торткудукскую свиту. Она представлена частым чередованием морских терригенных и карбонатных осадков с вулканогенными породами,

причем по мере продвижения к верхам разреза последние начинают преобладать. В основании обычно залегают базальные конгломераты, затем идут алевролиты, песчаники, конгломераты, чередующиеся с яшмами, известняками и вулканогенными породами; среди последних наиболее широко представлены лавы и туфы среднего и кислого состава. Свита содержит многочисленную фауну брахиопод и трилобитов. Мощность ее от первых сотен метров до 4 км.

В юго-западном Прибалхашье кембрий начинается черными ванадиеносными сланцами, выше которых располагается толща песчаников и туфогенных алевролитов с прослоями известняков, кремнистых сланцев и пластами основных эффузивов; мощность этой нижнекембрийской толщи 600—800 м. К среднему — верхнему кембрию относится толща, достигающая также несколько сотен метров — кремнистых аргиллитов и яшм с подчиненными кварцевыми песчаниками [53].

Слабо еще изученные кембрийские отложения обнаружены в Джунгарском Алатау, где они представлены спилит-диабазовой и аспидной формациями мощностью около 4 км [113].

О р д о в и к. Ордовикские отложения широко развиты на территории всего Центрального Казахстана.

Полный фаунистически охарактеризованный разрез изучен в южных районах — в Кандыктасе, Чу-Илийских горах и Бетпак-Дале. В основании находится толща около 1,5 км, состоящая из алевролитов, песчаников и известняков. В нижней ее части имеются горизонты с фауной трилобитов и брахиопод низов ордовика, а в верхней появляются трилобиты аренигского яруса. В Бетпак-Дале аренигский возраст имеет горизонт кремнистых граптолитовых сланцев с *Didymograptus hirundo*.

Средний ордовик залегает трансгрессивно, местами с мощными базальными конгломератами. В составе его резко преобладают терригенные породы — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, нередко мелкогалечные конгломераты, с маломощными прослоями известняков в нижней и верхней частях разрезов. Местами терригенные породы разного гранулометрического состава тонко чередуются, образуя флишеподобные толщи. Общая мощность отдела от нескольких сотен метров до 1,5 км. В низах разрезов содержится фауна трилобитов и брахиопод, в большинстве случаев имеющая эндемичный характер, а также граптолиты, на основании которых выделяются отложения лланвирнского (с *Phyllograptus typus* и *Ph. anna*) и лландейльского (с *Glyptograptus teretiusculus*) ярусов. Верхняя часть разреза (андеркентский горизонт) нередко отделена от подстилающих отложений несогласием и содержит в основании конгломераты.

Верхний ордовик залегает местами согласно, в других случаях с резким размывом и несогласием; размыв отмечается и внутри отдела. Мощность его достигает 1,5 км. Литологический состав пород близок к подстилающим — это главным образом песчаники,

алевролиты и известняки. В нижней части отложений встречаются брахиоподы, трилобиты, табуляты и граптолиты низов верхнего ордовика. Венчается разрез темными, почти черными глинистыми сланцами чокпарского горизонта с *Climacograptus latus* и другими граптолитами ашгильского яруса.

В *Улутауском районе* в основании разреза залегает толща (около 200 м) кремнисто-глинистых и кремнисто-углистых сланцев с прослоями яшм. Выше идут отложения нижнего — среднего ордовика, в составе которых выделяется ряд свит с местными наименованиями. Нижняя часть этих отложений представлена мощной (до 3—4 км) толщей песчаников, алевролитов и разнообразных сланцев, образующих кремнисто-сланцевую флишеидную формацию [28]. Верхняя их часть сложена комплексом мощностью около 1000 м, в котором наряду с песчано-сланцевыми осадками существенную роль играют основные вулканиды.

В крупных прогибах *северо-западных районов* в течение среднего и верхнего ордовика накапливались очень мощные (до 6—7 км) толщи довольно пестрого состава. Одним из наиболее характерных типов осадконакопления здесь было отложение песчаников и алевролитов граувакковой формации, местами сменяющихся флишеидными толщами. В некоторых прогибах формировались глинисто-сланцевые породы аспидной формации, органогенно-обломочные известняки и конгломераты, породы спилит-диабазовой формации, претерпевшие зеленокаменное превращение. Для верхней части ордовика характерно накопление грубообломочных толщ с прослоями известняков типа морских моласс и особенно пестроцветных вулканогенных пород — наземных эффузивов в сопровождении обильного грубообломочного пирокластического материала.

Ордовикские отложения *северо-восточных и восточных районов* существенно отличаются от охарактеризованных. Здесь на торкудукской свите несогласно залегает осадочно-вулканогенная бельсуйская серия огромной мощности, объединяющая отложения аренигского и нижней части лландейльского ярусов. Нижняя ее часть мощностью от 3 до 4 км сложена средними и отчасти кислыми вулканидами, а также алевролитами и песчаниками, часто туфогенными. Выше следуют конгломераты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с прослоями и линзами известняков. В этой части серии мощностью от 1 до 1,5 км имеются трилобиты аренигского яруса. Верхняя излагающая серия свит (сарыбидайская) состоит из порфиритов и их туфов, туфопесчаников, и туфобрекчий, песчаников, алевролитов и известняков. Мощность свиты 1000—1400 м. В ней содержатся трилобиты и брахиоподы нижней части лландейльского яруса.

Выше с несогласием располагается терригенно-вулканогенный комплекс среднего — верхнего ордовика с общей мощностью до 6—7 км. В его составе в северо-восточных районах и в хр. Чингиз выделяются три свиты (еркебидайская, ангрensorская и жар-

сорская), в большинстве случаев разделенные перерывами. На основании многочисленной фауны трилобитов, брахиопод и кораллов эти свиты параллелизуются соответственно с верхним лландейло, нижним карадоком и верхним карадоком — ашгиллием. В нижней части комплекса распространены преимущественно терригенные, иногда флишеподобные отложения и известняки, местами чередующиеся с основными и средними туфами. Верхняя его часть (жарсорская свита) сложена бурными лавами, туфами и агломератами, к которым кое-где присоединяются туфопесчаники и туфосланцы.

Распределение в пространстве главных литофациальных типов пород среднего и верхнего ордовика иллюстрируется схемой (рис. 38). Из схемы видно, что в это время четко намечается расчленение Центрального Казахстана на две зоны — западную и восточную. В первой из них накапливались мощные серии терригенных осадков геосинклинального типа, принадлежащие к граувакковой формации, флишеидным образованиям и т. д.; формирование их находилось в связи с разрывом возникших здесь обширных поднятий. В восточной зоне также накапливались мощные геосинклинальные формации, но в их составе значительно большую роль играли вулканогенные породы, а также органогенные известняки.

С и л у р. Силурийские отложения широко распространены только в восточной половине региона. Наиболее обширные площади заняты отложениями этой системы в хр. Чингиз, откуда они прослеживаются на юго-восток — в хр. Тарбагатай. Довольно крупные территории сложены силуром в центральных районах — южнее Караганды и в Северо-Восточном Прибалхашье. В других местах отложения силура развиты ограниченно или отсутствуют.

В хр. Чингиз силурийские отложения имеют громадную мощность (до 8 км) и расчленяются на три свиты. От ордовика они отделены перерывом и несогласием и имеют в основании конгломераты или песчаники. Две нижние свиты имеют осадочно-вулка-

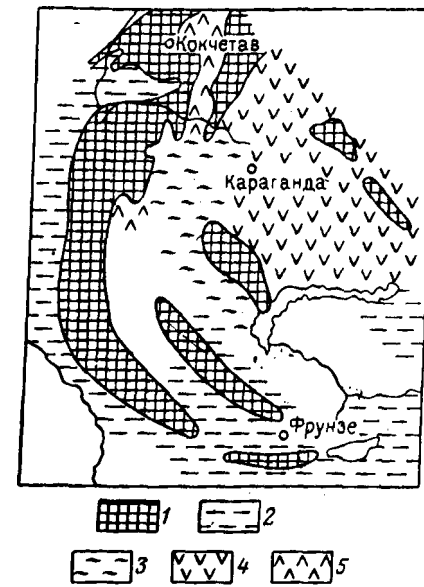


Рис. 38. Схема распространения средне- и верхнеордовикских образований Центрального Казахстана (по А. А. Богданову).

1 — области поднятий и размыва; 2 — области накопления мощных граувакковых серий; 3 — области накопления мощной терригенно-кремнистой серии; 4 — области накопления мощных вулканогенно-осадочных серий; 5 — области накопления спилитовой формации

ногенный состав. На базальных горизонтах залегают известняки, выше идут зеленоватые и лиловые песчаники и алевролиты, которые постепенно сменяются толщей эффузивов в туфов основного и среднего состава, с резко подчиненными кислыми породами. Верхняя свита также начинается толщей зеленоцветных песчаников и алевролитов с известняками в нижней части разреза, выше которых снова идут вулканогенные породы, преимущественно разнообразными порфиритами. Таким образом, для силура в целом характерно двукратное повторение сходных серий осадконакопления: каждая из них начинается морской терригенно-карбонатной толщей и заканчивается вулканогенными образованиями, в составе которых главная роль принадлежит лавам андезит-базальтового состава, а их пирокласты, так же как и кислые продукты вулканических извержений, имеют подчиненное значение. В нижней свите собраны брахиоподы, кораллы, граптолиты и трилобиты лландовери, в средней — брахиоподы венлока и в верхней — брахиоподы, кораллы и граптолиты венлокского и лудловского ярусов.

В *Тарбагатае* к лландовери относится полукилометровая толща алевролитов и аргиллитов, переслаивающихся с туфами, туфоагломератами и песчаниками и имеющая в основании пачку конгломератов с ашгильскими кораллами в гальках. Богатая фауна кораллов вместе с *Pentamerus oblongus* и другими брахиоподами позволяет отнести эти отложения к среднему — верхнему лландовери. Венлок характеризуется изменчивостью литофациального состава и мощностей. В одних пунктах он сложен исключительно осадочными породами — конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами мергелей и известняков мощностью всего в первые сотни метров. В других случаях в разрезе преобладают кремнистые и карбонатные породы, содержащие маломощные пачки вулканогенных образований, а мощность их достигает 1 км. Наконец, в разрезах третьего типа, существенно вулканогенных, главную роль играют различно окрашенные туфы, среди которых в виде прослоев встречаются туфоагломераты и порфириты, а также алевролиты и известняки; мощность их достигает 1000—1200 м. Во всех этих типах отложений содержится богатая фауна, в том числе такие характерные формы, как *Favostes gothlandicus*, *F. forbesi*, *Atrypa reticularis*, *Cyrtograptus cf. murchisoni*. Лудловские отложения залегают на венлокских согласно или с небольшим перерывом и сложены осадочно-вулканогенным комплексом мощностью до 2—2,5 км. В составе его принимают участие красноцветные песчаники и туфо-песчаники с подчиненными прослоями и линзами известняков, мелкогалечных конгломератов, алевролитов, туфов и редкими покровами кислых и средних эффузивов. В других пунктах преимущественное развитие приобретают вулканогенные породы, местами же порфириты, их туфы и туфоагломераты или альбитофириты и фельзит-порфириты слагают разрез почти целиком. Возраст

этих отложений определяется на основании богатой фауны кораллов и брахиопод.

В *северо-восточных районах* отложения силура известны под наименованием шансорской свиты, которая залегает с размывом на ордовике и представлена красноцветной осадочно-вулканогенной формацией мощностью до 2,5 км. В нижней части она сложена конгломератами и косослоистыми песчаниками с пластами известняков, в средней части наряду с терригенными породами существенная роль принадлежит лавам базальтового и андезитового, реже кислого, состава и их пирокластам, а сверху конгломераты снова переслаиваются с туфогенными песчаниками. Фауна брахиопод, кораллов и трилобитов позволяет отнести нижнюю часть свиты к лландовери, а верхнюю к венлоку и лудлову.

К югу от Караганды в *Атасуйском районе* силурийские отложения залегают несогласно на ордовике и представлены зеленоцветными терригенными породами. В составе их участвуют песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты с линзами известняков. Мощность этой толщи, имеющей характер граувакковой формации, достигает 5 км. В верхней ее половине найдена фауна лудлова. Отсюда толща протягивается почти непрерывно в Северо-Восточное Прибалхашье и далее в Джунгарский Алатау.

В *Западном Прибалхашье, Бетпак-Дале и северо-восточных отрогах Чу-Илийских гор* отложения силура характеризуются значительной изменчивостью литофаций и мощностей. В Западном Прибалхашье в осадочно-вулканогенной толще венлока — лудлова мощностью в несколько сотен метров выделяется протяженная полоса известняковых рифов и туфогенно-осадочные породы с покровами порфиритов и линзами известняков. Западнее развит фациально очень изменчивый комплекс, в котором участвуют прибрежно-морские, лагунные и вулканогенные континентальные отложения: конгломераты и гравелиты, песчаники и туфопесчаники, яшмовидные кремнистые сланцы и аргиллиты, известняки, кислые эффузивы и их туфы. Видимая мощность их изменяется в пределах от 1 до 3 км.

В западной части Центрального Казахстана силур практически отсутствует (рис. 39). Лишь на юго-западной окраине Кокчетавского поднятия — в долине р. Ишима, есть небольшой выход красноцветных конгломератов мощностью около 400 м, условно относимых к силуру; они несогласно лежат на верхнем ордовике и перекрываются красноцветными терригенными породами девона.

Д е в о н. Пространственное размещение девонских отложений различных типов наглядно подчеркивает существование двух резко отличающихся структурно-фациальных зон первого порядка, четко обособившихся уже в силуре. Зоны эти отвечают, грубо говоря, западной (каледонской) и восточной (герцинской) частям рассматриваемой территории. Они разделены своеобразной структурно-фациальной зоной, которая названа А. А. Богдановым

краевым вулканическим поясом. Пояс этот протягивается от Западного Прибалхашья до Сарысу-Тенизского водораздела, где он вклинивается далеко на запад, а отсюда почти под прямым углом поворачивает на северо-восток, образуя крутую дугу, вогнутую к востоку (рис. 40).

В пределах вулканического пояса в раннем и среднем девоне происходила энергичная вулканическая деятельность, в результате

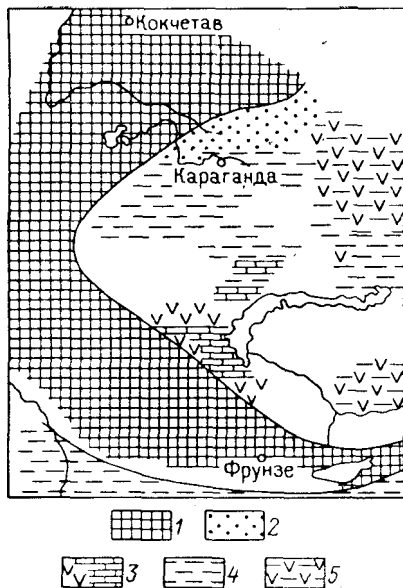


Рис. 39. Схема распространения силурийских отложений Центрального Казахстана (по А. А. Богданову).

1 — области устойчивых поднятий, суша; 2 — смешанные морские и континентальные фации, красноцветные терригенные и вулканогенные толщи; 3 — фации мелководных рифогенных известняков и эффузивов; 4 — области накопления мощных граувакковых серий; 5 — области накопления мощных вулканогенно-осадочных серий

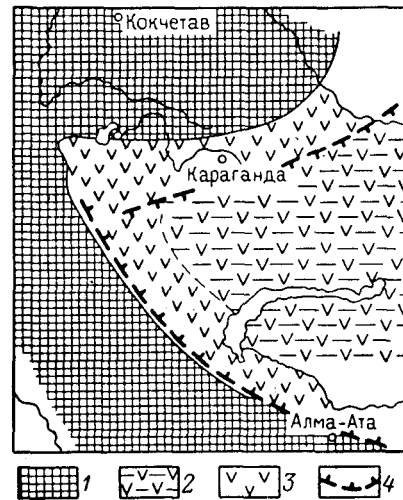


Рис. 40. Палеогеологическая схема Центрального Казахстана в нижнем — начале среднего девона (по А. А. Богданову).

1 — область устойчивых поднятий, суша; 2 — область накопления мощных вулканогенно-осадочных серий; 3 — окраинный вулканический пояс; 4 — гравитационные ступени

чего сформирована в наземных условиях мощная (до 2—4 км) серия эффузивных пород. Вначале происходило излияние основных и средних лав, позже сменившееся накоплением лав липарито-дацитового состава и их пирокластов. В некоторых участках пояса главная масса вулканитов принадлежит кислому ряду — это главным образом альбитофиры, ортофиры и кварцевые порфиры, которым подчинены порфириды. Возраст их определяется на основании находок в прослоях туфопесчаников флоры.

К северо-западу, западу и юго-западу от вулканического пояса нижне-среднедевонская вулканогенная толща распространена

ограниченно и приурочена к частным прогибам, осложненным крупными разломами. В этих же районах широко развиты однообразные красноцветные терригенные образования, имеющие характер грубых пресноводных моласс. В их составе участвуют песчаники и конгломераты, реже сланцы с маломощными покровами миндалекаменных порфиритов. На подстилающих отложениях они залегают с угловым несогласием. Мощность моласс подвержена большим колебаниям — от нескольких сотен метров до 4—5 км. В них обнаружена флора среднего и верхнего девона, а также пресноводные рыбы из родов *Bothriolepis* и *Cocosteus*.

В западных районах широко развиты также морские карбонатные осадки фаменского яруса. Они залегают на подстилающих породах трансгрессивно и нередко с угловым несогласием. В основании их иногда располагаются песчаники, но чаще и вся толща состоит из «комковатых» серых известняков — органогенных, пелитоморфных и обломочных. Местами известняки замещаются доломитами и кое-где содержат невыдержанные прослои песчаных известняков и алевролитов. Нижняя часть разреза давно уже выделяется под наименованием мейстеровских, или калькартусовых слоев, а верхняя — сульфидеровых слоев. Первые из них имеют мощность от нескольких десятков метров до 300 м и содержат характерный комплекс брахиопод, в том числе *Plicatifera meisteri*, *Cyrtospirifer calcaratatus*, *C. ex gr. archiaci*. Мощность сульфидеровых слоев изменяется в еще более широких пределах — от 70 до 1200 м. В них также содержится типичный комплекс брахиопод — *Cyrtospirifer sulcifer*, *Athyris sulcifer*, *Rhynchonella turanica*.

Следует отметить, что во внутренних частях Тенизской впадины, так же как и Джекказганской, начавших энергично прогибаться в нижнем карбоне, девонские отложения практически отсутствуют.

В восточных районах девон всюду представлен осадочно-вулканогенным комплексом. Между Карагандинским бассейном и Балхашом он отделен от подстилающих пород перерывом и в нижней части сложен терригенными породами — конгломератами, песчаниками и аргиллитами, а также известняками. Выше появляются туфогенные песчаники, туфоконгломераты и покровы кислых лав, а затем следуют порфириды и кварцевые порфиры в сопровождении туфоагломератов и туфов соответствующего состава. В этой части разреза мощностью около 1,5 км имеется флора нижнего — среднего девона. Выше с размывом залегает полукилометровая толща песчаников, аргиллитов и карбонатных пород с фауной франского яруса, в том числе *Cyrtospirifer achmet*. Эта толща по направлению на запад фациально замещается красноцветными песчаниками. Фаменские отложения сложены известняками, аргиллитами и песчаниками с фауной сульфидеровых слоев и имеют мощность около 350 м.

Сходные разрезы характеризуют западные районы Северного Прибалхашья, где по фауне выделяются все девонские ярусы, а также северные склоны Джунгарского Алатау.

В *Восточном Прибалхашье* девон имеет ряд существенных отличий. Наиболее полный и мощный разрез характеризует Баканасский прогиб. Здесь к нижнему девону — верхнему силуру относятся толщу зеленоватых песчаников с прослоями черных сланцев мощностью до 2,5 км. Средний девон представлен песчаниками, туфопесчаниками и известняками с прослоями средних и кислых вулканитов в верхней части разреза. Мощность его до 2,5 км. Богато охарактеризованные фауной отложения верхнего девона залегают с перерывом и состоят из порфиритов, реже альбитофиров и их туфов с редкими прослоями песчаников, алевролитов и линзами известняков. Мощность отдела около 2800 м.

В *Западном Тарбагатае* отложения нижнего девона неизвестны, а средний и верхний отделы сложены терригенно-вулканогенной толщей с прослоями известняков общей мощностью до 1700 м. В *Восточном Тарбагатае* мощность разновозрастных и сходных литофациально образований увеличивается до нескольких километров.

В *хр. Чингиз* отмечается два типа разрезов: один характеризует синклиналильные зоны, а другой — антиклиналильные. В первом несогласно на силуру залегают существенно вулканогенная толща нижнего — среднего девона мощностью 1000—1200 м, состоящая из разнообразных вулканитов и содержащая в нижней части прослой кремнистых сланцев и яшм, а местами и линзы известняков с кораллами. Выше с резким размывом и несогласием залегают конгломераты и песчаники с брахиоподами франского яруса, сменяющиеся толщей известняков мощностью от 150 до 250 м, в которой выделяются калькаратусовые и сульфидеровые слои. С девонем здесь неразрывно связаны маломощные известняки турнейского яруса. В антиклиналильных зонах (второй тип разрезов) известны только верхнедевонские и тесно связанные с ними турнейские отложения, аналогичные вышеописанным.

Между Чингизом и Калбой мощность девона возрастает до 3 км. Здесь развит вулканогенно-терригенный комплекс, состоящий из разнообразных лав и туфобрекчий среднего и кислого состава, к которым в нижних частях разреза местами присоединяются туфопесчаники и кремнисто-глинистые сланцы; верхняя часть комплекса (франский ярус) существенно терригенная.

В крайней восточной части рассматриваемой территории в *хр. Саур* девон представлен двумя различными фациальными комплексами. На севере отложения имеют мощность от 2000 до 2600 м и слагаются основными и средними вулканитами, которым резко подчинены кислые разности. В средней части толщи встречаются прослой аргиллитов, кремнистых сланцев и яшм, а в верхней — песчаников. Состав кораллов и брахиопод свидетельствует о позднедевонском возрасте толщи, хотя самые ее низы, вероятно,

относятся к верхам живетского яруса. В южной части хребта развит осадочно-вулканогенный комплекс мощностью свыше 4 км без фауны. Этот комплекс относится к среднему — верхнему девону условно.

К а р б о н и п е р м ь. Каменноугольные и тесно связанные с ними пермские отложения распространены повсюду. Особенно значительные площади они занимают на западе — в Тенизской и Джекказганской впадинах и на Сарысу-Тенизском водоразделе, а также к северу от оз. Балхаш и северо-восточнее хр. Чингиз.

В *Тенизской впадине* выделяются два комплекса — морской и континентальный; первый включает осадки турнейского, визейского и намюрского ярусов, второй — среднего и верхнего карбона, с которыми связаны фациально сходные отложения перми.

Морской комплекс в нижней половине, начиная от слоев этрен, состоит из известняков и мергелей с подчиненными аргиллитами, а в верхней, охватывающей верхи визе и намюр, — из песчаников, песчаных известняков и известняков, а также угленосных отложений (в южной части впадины). Общая мощность комплекса достигает 3 км. Богатая фауна брахиопод, кораллов и мшанок только позволяет выделить здесь все ярусы нижнего карбона и произвести их более дробное расчленение. Среди важнейших руководящих форм можно назвать *Spirifer tornacensis*, *Productus giganteus*, *Spirifer bisulcatus*.

Континентальный комплекс имеет характер молассы, залегают почти всюду с размывом и нередко начинается мощными конгломератами. В нижней части он сложен пестроокрашенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков (до 1000 м). Выше следуют ритмически чередующиеся песчаники, аргиллиты и известняки с остатками растений, гаюидных рыб и филлопод верхнего карбона мощностью от 500 до 1800 м. Вечается разрез красными и зеленоватыми песчаниками, часто косо-слоистыми, с пачками аргиллитов и пелитоморфных известняков общей мощностью от 600 до 2000 м. В них содержатся остатки пермских позвоночных рыб, остракод и филлопод.

В *Джекказганской впадине* каменноугольные отложения сходны с охарактеризованными выше. В южной ее части по р. Чу широко развиты пермские соленосные отложения мощностью в несколько сотен метров, выше которых следует континентальный комплекс мощностью около 600 м, сложенный серыми мергелями с фауной пермских остракод и пелеципод.

На остальной территории каледонской части региона широко распространены только морские терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона, очень похожие на соответствующие отложения крупных впадин. Они образуют ряд наложенных мульд в Кокчетавском и соседних районах и в Бетпак-Дале, а на Сарысу-Тенизском водоразделе выполняют узкие и глубокие грабен-синклинали. Средне- и верхнекаменноугольные молассы развиты здесь ограниченно, а пермские практически отсутствуют.

В Карагандинском бассейне и в соседних районах распространена палеозойская угленосная формация. Особенно детально она изучена в Карагандинском бассейне. На верхнедевонских отложениях здесь с постепенным переходом залегает известняковая толща мощностью до 200—300 м, в которой выделяется ряд фаунистически охарактеризованных слоев турнейского яруса; в нижней части разреза (посидониевые слои) содержатся пелециподы *Posidonia venusta* и другая фауна этрена. Выше следует угленосная толща мощностью около 2—2,5 км, которая разделяется (снизу вверх) на аккудукскую, ашлярикскую и карагандинскую свиты. Первая сложена песчаниками и сланцами с прослоями пепловых туфов в нижней части, во второй, ритмически построенной свите, к таким же породам присоединяются известняки, а третья имеет песчано-сланцевый состав и содержит прослой пепловых туфов; во всех свитах залегают пласты углей рабочей мощности, особенно многочисленные в карагандинской свите. В следующей, надкарагандинской, свите мощностью до 600 м угленасыщенность резко падает, но затем снова возрастает в долинской свите, заключающей высокосортовые коксующиеся угли и имеющей мощность около 500 м. Верхним членом угленосных отложений является тентекская свита, имеющая мощность 500—600 м. В этой также песчано-сланцевой свите имеются прослой кислых туфов, а содержащиеся в ней угли отличаются большой зольностью. Завершается разрез непродуктивной шаханской свитой, которая состоит из алевролитов, аргиллитов и песчаников, окрашенных в бурые, красные и зеленые цвета; мощность ее 300—350 м.

В отношении возраста описанных отложений мнения геологов расходятся. Большинство исследователей считают, что, начав накапливаться в визейском веке, они закончили свое формирование в конце намюра или в начале среднего карбона, а пестроцветная шаханская свита, в основании которой предполагаются перерыв и несогласие, также не выходит за пределы среднего карбона. Другие ученые повышают возраст этих отложений, считая, что верхняя их часть относится к позднему карбону, а шаханская свита — даже к ранней перми.

В восточной герцинской части края распространены каменноугольные и пермские отложения совсем иного типа. Между Карагандинским бассейном и Балхашем (Шетский и Актогайский районы) значительные площади заняты вулканогенным комплексом с морскими осадочными породами в нижней его части. В основании разреза находится маломощный конгломерат, а выше располагаются известняки, мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты мощностью около 700 м. Фауна брахиопод позволяет дать дробное подразделение турнейских и низов визейских отложений, составляющих эту часть разреза. Залегающие с размывом и несогласием верхи визе и намюр сложены в низах разреза конгломератами и песчаниками с прослоями углистых сланцев и порфиритов мощностью 250 м, которые по простиранию

замещаются песчано-сланцевой угленосной толщей, также с горизонтами порфиритов. В них содержатся обильные растительные остатки средней части визейского яруса. Выше залегает мощный вулканогенный комплекс, разделенный на три части размывами и несогласиями. Нижняя его часть, включающая отложения верхнего визе и намюра, имеет мощность около 1 км и состоит из порфиритов и их пирокластов, диабазов, туфопесчаников и кислых туфов. Средняя часть комплекса (около 1750 м), относимая к среднему карбону, слагается средними и кислыми вулканитами и, наконец, верхняя, условно относящаяся к верхнему карбону и перми, имеет примерно такой же состав и мощность — от 450 до 750 м. Таким образом, вулканогенный комплекс был сформирован в три этапа в условиях весьма активных тектонических движений, причем каждый из них начинался накоплением основных и средних вулканических продуктов и заканчивался излияниями кислых лав в сопровождении пирокластов соответствующего состава.

Восточнее — в Баканасском, или Восточноприбалхашском, прогибе — накапливалась осадочно-вулканогенная толща огромной мощности. На девоне с перерывом и конгломератами в основании залегает вулканогенная толща. Внизу она состоит из альбитофиров, фельзит-порфиритов и кварцевых порфиритов и их туфов с подчиненными порфиритами мощностью 1000 м, на которых с перерывом и несогласием залегают диабазовые и андезитовые порфириты, их пирокласты и подчиненные кератофиры общей мощностью около 2,5 км. В этих отложениях содержатся брахиоподы и флора нижнего карбона. Средний карбон располагается также с перерывом и несогласием, имеет мощность около 1,5 км и сложен внизу диабазами и порфиритами с прослоями граувакковых песчаников, а выше — андезитовыми порфиритами, кислыми туфолавами и туфами. Верхний карбон (около 1200 м) состоит из таких же вулканогенных пород, с прослоями черных сланцев, аргиллитов и известняков; от среднего карбона, так же как и от покрывающих образований, он отделен перерывами и несогласиями. В средне- и верхнекаменноугольных отложениях найдены флористические остатки. Условно относящаяся к перми верхняя часть вулканогенного комплекса состоит из средних и кислых эффузивов и их туфов мощностью около 1200 м. Таким образом, накопление вулканогенных образований в Баканасском прогибе происходило в близких условиях к тем, которые отмечались для более западных районов Прибалхашья.

В *Тарбагатае* известен двучленный комплекс нижнего карбона. Внизу это конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы и известняки мощностью 1000 м, содержащие редкие прослой порфиритов. В этой толще найдены *Spirifer cf. tornacensis* и другие брахиоподы турнейского яруса. Выше с несогласием залегают кислые и щелочные эффузивы, туфы, туфопесчаники, песчаники и алевролиты такой же мощности, с флорой нижнего карбона.

В *Джунгарском Алатау* развит вулканогенный комплекс, по составу и строению в общих чертах похожий на соответствующие отложения Баканасского прогиба, но меньшей мощности. Особенно широко верхнепалеозойские эффузивно-туфогенные наземные образования с подчиненными терригенными породами распространены в юго-западных отрогах горной страны, где мощность их достигает 3 км.

В *хр. Чингиз* каменноугольные отложения распространены незначительно и представлены обычно маломощной (от нескольких десятков метров до 1000—1300 м) толщей турнейских известняков, неразрывно связанных с верхним девонем.

В *Присемипалатинском районе* турнейские отложения залегают на девонских местами согласно, в других случаях с размывом и угловым несогласием и сложены песчаниками и мелкогалечными конгломератами, алевролитами и глинистыми сланцами, а также спилитами, порфиритами и альбитофирами и их туфами мощностью от 2 до 2,5 км. Нижний визе сложен песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с горизонтами карбонатных пород, а также конгломератов, кремнистых пород и основных эффузивов общей мощностью от 2,5 до 3 км. Особенно пестрый литофациальный состав имеют средне-верхневизейские отложения; это разнообразные сланцы — глинистые, известковистые и кремнистые, пестроокрашенные кварциты и яшмо-кварциты, песчаники, известняки и мергели, с горизонтами спилитов, порфиритов и их туфов.

Каменноугольные и пермские отложения известны на крайнем востоке рассматриваемой территории — в *Сауре*. В основании располагаются с размывом и несогласием верхнетурнейские отложения с брахиоподами и мшанками. В северных районах это толща зеленых туффитов с подчиненными песчаниками и глинистыми сланцами мощностью от 500 до 750 м. Южнее такие же по возрасту отложения представлены флишовой толщей ритмически чередующихся аргиллитов, песчаников и песчанистых известняков мощностью от 1200 до 1700 м. Выше согласно залегает мощная вулканогенно-осадочная толща (до 2,5—3 км), состоящая внизу из андезитовых агломератовых туфов с подчиненными прослоями кислых и средних лав и отдельными пачками конгломератов, а сверху — из песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами и прослоями известняков, туффитов и кислых туфов. На основании многочисленной фауны брахиопод возраст этой толщи определяется как ранний визе. Следующий туфогенно-эффузивный комплекс залегает резко несогласно и состоит из двух свит. Нижняя из них мощностью до 800—1000 м слагается агломератовыми туфами среднего состава и подчиненными им лавами, а также алевролитами, песчаниками и конгломератами. Верхняя свита состоит из средних, отчасти кислых эффузивов, которым подчинены туфогенные породы. По возрасту весь этот комплекс относится к раннему карбону и, возможно, включает также отложения намюра.

Выше несогласно с конгломератами в основании залегают угленосные отложения, в которых выделяется ряд свит. Этот угленосный комплекс имеет мощность свыше 2 км и включает верхнюю часть среднего карбона, верхний карбон, нижнюю и верхнюю пермь, что подтверждается разнообразной флорой, а также остатками остракод, филлопод и пелеципод в верхней части толщи. Литологический ее состав довольно однообразен: она сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами, содержащими прослой горючих сланцев и пласты углей, местами промышленной мощности (Кендерлыкское месторождение).

Т р и а с. Отложения системы распространены крайне ограничено на востоке. В хр. Саур на угленосной перми несогласно залегает толща конгломератов мощностью около 750 м, выше которых следуют аргиллиты, песчаники и конгломераты такой же мощности, содержащие прослой углистых сланцев и пласты бурых углей. В верхней части толщи содержится рэтская флора, а возраст толщи в целом определяется как триасовый.

Западнее, в районах оз. Алаколь, Карагадды и Байконура к триасу относят конгломераты мощностью от 50 до 200 м, согласно подстилающие юрские отложения. Условный триас имеется также в составе осадков, выполняющих Илийскую впадину.

Ю р а. Значительные выходы ниже-среднеюрских пород известны в Карагандинском и Майкюбинском районах. В первом на конгломерато-песчаниковой толще рэт-лейасового возраста залегает угленосная толща мощностью от 200 до 450 м. Состоит она из аргиллитов, песчаников и конгломератов с линзами сферосидеритов в верхней части и пластами бурых углей. Близкий характер имеет нижняя юра в Майкюбинской мульде, имеющая мощность всего около 100 м. Незначительные выходы юрских отложений, в большинстве мест угленосных, известны на востоке — в районе оз. Алаколь, в хр. Саур, а также на западе — в Байконурском районе и в бассейне Ишима. В Илийской впадине к юре условно относятся терригенные континентальные осадки.

М е л. Меловые отложения известны во многих местах по периферии рассматриваемого региона, а в его пределах условно выделяются в Тенизской впадине, в среднем течении р. Сарысу, в хр. Саур и других пунктах, где они с трудом отделяются как от более молодых, так и от более древних отложений. Представлены они красноцветными терригенными осадками континентального и прибрежно-лагунного происхождения мощностью от нескольких десятков метров до 100—150 м. В составе их участвуют красные и пестроцветные глины и песчаники, конгломераты, мергели, гипсы.

П а л е о г е н и н е о г е н. Отложения палеогена и неогена, окаймляющие палеозойский массив Центрального Казахстана, довольно широко развиты и внутри самого массива. Представлены они континентально-морскими и прибрежно-лагунными песчано-глинистыми породами мощностью от нескольких десятков метров

до 100 м. Только на юго-востоке мощность их резко возрастает: так, например, в южной части Алакольской впадины общая мощность кайнозойских отложений достигает 1000 м. Они разделяются на ряд свит и имеют довольно пестрый литологический состав — это различно окрашенные пестроцветные глины, косо-слоистые пески и кварцитовидные песчаники, галечники и конгломераты, мергели и опоковидные кремнистые породы, гипсы, бобовые железняки.

А н т р о п о г е н. Среди отложений антропогена преобладают аллювиальные пески, супеси, суглинки, галечники, слагающие надпойменные террасы (на р. Ишим их насчитывается до четырех) и русловой аллювий. К юго-востоку от оз. Балхаш обширные пространства пустыни Сары-Ишик-Отрау заняты эоловыми песками, образовавшимися за счет развевания антропогеновых осадков. В Джунгарском Алатау, Тарбагатае и Сауре известны остатки древней морены. В Алакульской впадине мощная толща кайнозойских, в том числе антропогеновых, отложений, о которой говорилось выше, имеет озерное происхождение.

Магматизм

Центральный Казахстан на протяжении длительного времени — от докембрия до конца герцинской тектоно-магматической эпохи — был ареной разнообразно проявленной и чрезвычайно активной магматической деятельности. Весьма сложный и длительный докембрийский тектоно-магматический этап характеризуется разновозрастными магматическими проявлениями в эффузивной и интрузивной формах, однако он еще очень слабо изучен. Наиболее древние магматические образования связаны с архейскими (?) толщами и широко распространены только в западной (каледонской) части края. В их составе часто участвуют амфиболиты, возникшие за счет метаморфизма основных лав или же пластообразных тел габброидов. В этих же древнейших толщах залегают в виде согласных линзовидных тел и образуют инъекции плагиоклазовые и калишпатовые граниты, гранито-гнейсы и очковые гнейсы, среди которых, вероятно, имеются как магматические, так и метасоматические образования.

Состав осадочно-вулканогенных комплексов протерозоя, в сложении которых принимают широкое участие мощные толщи зеленых сланцев, порфиритоидов и порфиридов, свидетельствует о том, что в это время вулканическая деятельность играла первостепенную роль. Массовые излияния основных, средних и кислых лав, сопровождавшиеся грандиозными выбросами пирокластических продуктов, продолжались вплоть до позднего протерозоя.

Интрузивные породы протерозойского возраста развиты ограниченно. Наиболее ранние из них, внедрившиеся, вероятно, в самом начале позднего протерозоя, представлены довольно крупными массивами гнейсовидных гранитов. Однако большая часть интрузивных пород образовалась в конце протерозоя. В северо-

восточных районах этот возраст имеет комплекс основных и ультраосновных, отчасти кислых пород, пространственно тесно связанных с осадочно-вулканогенными толщами. Ультраосновные породы, представленные серпентинизированными перидотитами, слагают ряд небольших линзообразных и дайкообразных тел, приуроченных к зонам глубинных разломов. Несколько более молодые небольшие штоки и дайки пироксенитов, габбро и плагиогранитов пространственно, и, по-видимому, генетически тесно связаны с ультраосновными породами. Такой же комплекс в сходной геологической обстановке известен в горах Кандыктас. В Кокчетавском районе, вероятно, докембрийский возраст имеют небольшие тела габбро, габбро-диабазов и диоритов, хотя не исключается их более молодой возраст. К позднедокембрийским относят также массивы порфиридных биотитовых гранитов Атасуйского района.

Р а н н е п а л е о з о й с к и й тектоно-магматический этап характеризуется напряженной магматической деятельностью, в процессе которой было сформировано несколько разновозрастных эффузивных и интрузивных комплексов. В алданском веке происходили относительно незначительные излияния базальтов, но уже в ленском веке вулканическая активность в северных районах достигла своего апогея: сначала извергались основные и средние вулканиты, а позже — более кислые вулканогенные продукты, в результате чего была сформирована мощная спилиткератофировая формация. В среднем кембрии эффузивная деятельность почти затухает, но в ордовике вспыхивает с новой силой. В разных структурно-фациальных зонах в это время накапливались в морских и наземных условиях мощные толщи вулканитов. Нередко отмечается неоднократное изменение состава излившихся пород — обычно от основных к средним и затем кислым разностям, однако в целом типично преобладание лав основного и среднего состава, особенно резко преобладающих в нижней части системы.

К наиболее ранним интрузивным проявлениям относятся массивы основных и ультраосновных пород салаирского возраста, тесно связанные со спилитовыми лавами нижнего кембрия, вместе с которыми они образуют протяженные офиолитовые пояса. В этой группе, относящейся к габбро-пироксенит-дунитовой формации, выделяется два главных типа образований. Наиболее широко распространены небольшие недифференцированные или слабодифференцированные интрузивы в виде пластообразных тел и факолитов. Массивы группируются в пояса, протягивающиеся на сотни километров и четко связанные с зонами глубинных разломов на границе между различными структурно-фациальными зонами. Некоторые из поясов включают большое количество интрузивных тел значительных размеров: так, в Чу-Балхашском поясе, где известно несколько десятков массивов, многие из них имеют размеры свыше 10 км², а наиболее крупные (например,

Пстанский и Кинчакбайский) измеряются многими десятками квадратных километров. Сложены они серпентинизированными перидотитами (обычно гарцбургитами), а дуниты, пироксениты и породы габброидного ряда имеют резко подчиненное значение.

Значительно меньше распространены более крупные дифференцированные массивы, пространственно тесно связанные с первыми. В их сложении принимают участие габбро и габбро-нориты, которым подчинены ультраосновные (пироксениты и дуниты) и кислые породы (гранодиориты и плагиограниты). Жильная серия бедна и представлена в основном габбро-диабазами. Породы этой группы известны в Улутауском районе и в Северо-Восточном Прибалхашье.

К этой же возрастной группе, но к другому генетическому типу относятся относительно крупные, достигающие свыше 20 км², сложодифференцированные плутоны ультраосновных и основных пород в Кокчетавском районе — Имантавский и др. В строении массивов, имеющих форму штоков, участвуют серпентинизированные перидотиты, габбро-нориты и троктолиты в сопровождении жильной серии габброидного состава. Они связаны с разломами в консолидированном основании и относятся к платформенным интрузивам такого же типа, как никеленосные массивы Монча-гундры на Кольском полуострове.

В северо-восточных районах к описываемой возрастной группе относятся малые интрузии гипабиссального облика — габброиды гранитоиды и сиениты, тесно связанные с эффузивами раннего кембрия. Массивы этих пород очень невелики и редко достигают 5 км². По форме они довольно разнообразны — это линзы, пластообразные и сложные жилкообразные тела, штоки, лакколлиты. Они залегают в породах телескольской и бошекульской свит и часто обнажаются в ядрах антиклинальных складок, образуя тела, вытянутые согласно с общим структурным планом. В составе их принимают участие преимущественно габбро- и габбро-диабазы, а также граносиениты и плагиограниты. Довольно обильно представлена жильная серия — габбро-диабазы, диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, а также кварцевые жилы. В верхнем кембрии в этих же районах был сформирован еще недостаточно хорошо изученный комплекс глубоководных и гипабиссальных массивов диорит-порфиритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиосиенитов.

В Кандыктасе кембрийский возраст имеет курдайский комплекс гранодиоритов, к которому, в частности, относится крупный батолит с площадью выхода свыше 1000 км², вытянутый вдоль оси Кандыктасского антиклинория. Определение абсолютного возраста пород комплекса дало цифру 490 млн. лет, что находится в полном соответствии с его геологической позицией.

Группа магматических образований, сформированная в ордовике, включает три резко различающихся комплекса. Первый из них представлен основными и ультраосновными породами,

которые по всем основным признакам аналогичны таким же образованиям кембрийского возраста. Породы этого комплекса известны в Улутауском районе и в Северо-Восточном Прибалхашье.

Второй комплекс, развитый в северо-восточных районах, включает субвулканические тела диорит-порфиритов и микродиоритов. Небольшие массивы скорее всего представляют собой жерловую или дайковую фацию эффузивов жарсорской свиты, однако, возможно, что они являются самостоятельными интрузивами. Несомненно самостоятельный характер имеют небольшие массивы позднеордовикских гранодиоритов, приуроченные к глубинным разломам в Бетпак-Дале.

В сложении третьего комплекса участвуют крупные массивы гранитоидов, развитые в западной (каледонской) половине рассматриваемой территории, а также в хр. Чингиз. На северо-западе они известны под наименованием крыккудукского комплекса. В его состав входят Крыккудукский, Аркалыкский и другие массивы с площадью выходов до 2000 км². Интрузивные тела, по размерам и форме относимые к батолитам, сложены гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, имеющими переходы с одной стороны к более основным разностям гибридного происхождения, а с другой — к адамеллитам и нормальным гранитам, имеющим резко подчиненное значение. Среди жильных пород наиболее часты диоритовые и дацитовые порфиры. Комплекс этот имеет средний абсолютный возраст 458 млн. лет [29]. К этой же возрастной группе относится огромный многофазный Зерендинский плутон с площадью выхода свыше 5000 км² и ряд других массивов зерендинского комплекса, сложенных гранитами и отчасти гранодиоритами в сопровождении аплитов, пегматитов и лампрофиров. В Чу-Илийских горах и Кандыктасе ордовикский возраст имеет многофазный чатыркульский комплекс гранитоидов, образующих ряд крупных массивов с площадью выходов до 300 км², сложенных гранитами и гранодиоритами в сопровождении жильных мелкозернистых гранитов, гранит-порфиритов и аплитов.

Большое значение имел среднепалеозойский тектоно-магматический этап. В силурийском периоде, эффузивная деятельность происходила в восточной половине края, где довольно широко распространены мощные вулканогенно-осадочные комплексы. Особенно энергично она протекала в Чингизе, где в результате неоднократных излияний, совпадавших с активизацией тектонических движений, накопились многокилометровые толщи лав и пирокластических образований, преимущественно основного и среднего, в меньшей степени кислого состава. Вулканические излияния здесь происходили как в морских, так и наземных условиях.

В северных районах силурийский возраст имеют аляскиты, лейкократовые граниты и гранодиориты аралаульского комплекса (изотопный возраст 430 млн. лет). В Кокчетавском поднятии значительные площади заняты очень крупными батолитоподобными

телами гранитоидов, объединяемых в боровской комплекс. Кроме самого Боровского массива, к этому комплексу относят Макинский и другие интрузивы. Сложены они разнообразными гранитами и гранодиоритами и сопровождаются жильной серией — аплиты и пегматитами. Две постоянно повторяющиеся группы цифр изотопного возраста со средними значениями 466 и 426 млн. лет позволяют предположить, что в составе этого многофазного комплекса объединены породы двух разновозрастных комплексов — боровского и крыккудукского [29].

В северо-восточных районах, среди вулканогенных пород шансорской свиты широко распространены мелкие (до 2—3 км²) массивы очень пестрого состава — микрогаббро и габбро-диабазы, сиенит-диориты и плагиосиенит-порфиры, диориты и диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры и плагиогранит-порфиры. Вся эта группа малых интрузивов по своим петрохимическим особенностям близка к эффузивам шансорской свиты и, по-видимому, завершает силурийскую магматическую деятельность. Близкий по составу и, вероятно, по возрасту комплекс известен в Кандыктасских горах, хотя не исключена возможность и раннесилурийского его возраста.

На северо-западной окраине рассматриваемой территории, в бассейне р. Ишима, известны сиениты и нефелиновые сиениты ишимского комплекса, тесно связанные с несколько более ранними эпидейцитовыми порфирами и другими щелочными эффузивами и экструзивными породами. Средний абсолютный возраст нефелиновых сиенитов 415 млн. лет, что позволяет связывать их образование с заключительными этапами раннепалеозойского тектоно-магматического цикла. Возможно, что к этой же возрастной группе относятся сиениты и нефелиновые сиениты Улутауского района, хотя для последних предполагается и значительно более древний возраст.

Девонский период характеризовался резкой активизацией вулканической деятельности, распространившейся на всю рассматриваемую территорию. Особенно бурной она была в раннем и среднем девоне в пределах краевого вулканического пояса, где излияния происходили в наземных условиях и были связаны с вулканами центрального типа, остатки которых хорошо распознаются при полевых исследованиях. Такие вулканы, по-видимому, располагались в массовом количестве на границе двух крупнейших структурно-фацциальных зон — каледонского и герцинского Казахстана — и были связаны с разграничивающей их зоной глубинных разломов. В течение длительного времени активного существования этих вулканов четко отмечается эволюция состава изливающихся лав — от основных и особенно обильных средних к кислым, причем на поздних этапах лавовые излияния сопровождались массовыми выбросами пирокластических продуктов. Уместно отметить, что в связи с энергичным проявлением в это время фумарольно-сульфатарной деятельности образова-

лись многочисленные массивы вторичных кварцитов. В западных районах вулканические проявления имели сходный характер, но происходили в более скромных масштабах.

Совсем иной была картина в восточных районах. Здесь мощные подводные излияния основных, средних и кислых лав чередовались с накоплением осадочных толщ и сопровождались массовыми выбросами пирокластических продуктов. При этом отмечается значительный «сдвиг» во времени проявления особенно активного вулканизма, который в восточных районах падает на средний и поздний девон и продолжается в раннем карбоне. В течение этого промежутка времени состав вулканогенных продуктов неоднократно изменялся.

Интрузивные образования девонского возраста распространены широко, однако точная их возрастная датировка в большинстве районов сопряжена с большими трудностями. Наиболее древние, вероятно, раннедевонские граниты и гранодиориты отмечены только в хр. Чингиз. Значительным развитием пользуются среднедевонские аляскитовые и лейкократовые граниты и гранодиориты со средним вычисленным возрастом 375 млн. лет; они выявлены в Кокчетавском и Сарысу-Тенизском поднятиях, в Улутауском и Чингизском антиклинориях. Широко распространены также верхнедевонские гранитоиды, которые прорывают отложения франского яруса и перекрыты фаменскими известняками: многочисленные массивы гранитов, гранодиоритов и монцонитов находятся в пределах Сарысу-Тенизского водораздела, в хр. Чингиз и Северном Прибалхашье [29]. В Бетнак-Дале и Чу-Илийских горах установлены два девонских интрузивных комплекса. К первому из них — среднедевонскому относятся небольшие, размером до нескольких десятков квадратных километров, гипабиссальные массивы гибридных гранодиоритов и кварцевых диоритов, сопровождающихся жильными гранит-порфирами и диорит-порфиритами. Массивы второго комплекса имеют значительно более крупные размеры — от первых сотен квадратных километров до 1500 км² (Джелытауский плутон) — и выдержанный гранитный состав: это главным образом лейкократовые граниты и аляскиты. Среди жильных пород наиболее широко распространены гранит-порфиры, аплиты и кварцевые жилы. Внедрение этого комплекса произошло в позднем девоне — раннем карбоне [69].

В восточных районах — Северном Прибалхашье и Тарбагатае — также известны интрузивные породы верхов среднего палеозоя. К ним относятся плагиограниты, тесно связанные с турнейскими эффузивами, а также гранодиориты, граниты и граносиениты, завершающие интрузивный магматизм рассматриваемого этапа: они прорывают нижний карбон и перекрыты отложениями нижнего — среднего карбона, а средний изотопный их возраст 373 млн. лет [29].

В хр. Саур в связи с тектоническими движениями в середине визейского века произошло внедрение гранитоидов саурского

комплекса. В состав его входят гранодиориты, в меньшей степени кварцевые диориты и аляскитовые граниты.

Магматическая деятельность позднепалеозойского тектоно-магматического этапа локализовалась в восточных районах и была очень энергичной. Эффузивные излияния и выбросы пирокластических продуктов, то загухая, то вспыхивая с новой силой, происходили на протяжении всего позднего палеозоя. Особенно интенсивными они были в Северном Прибалхашье и связаны с вулканами центрального типа. Остатки вулканических аппаратов и сопровождающие их массивы вторичных кварцитов, образованные в результате деятельности сольфатар и фумарол, очень типичны для этих районов и хорошо распознаются при полевых исследованиях и на высотных аэрофотоснимках [42]. В течение рассматриваемого этапа неоднократно происходило изменение состава вулканогенных продуктов, однако преобладали лавы дацитового и липарит-трахитового состава с повышенной щелочностью. В тесной связи с лавами находятся субвулканические тела гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров и фельзит-порфиров.

Верхнепалеозойские интрузивы гранитоидного состава особенно широко распространены в восточных районах и играют очень важную роль в металлогении края. Среди них выделяют два каменноугольных и три пермских комплекса; последний из них, байназарский дайковый комплекс имеет очень пестрый состав — от габбро до гранит-порфиров; изотопный его возраст 263 млн. лет [29]. К настоящему времени определен абсолютный возраст ряда массивов (Акчатауского, Май-Тасского, Баян-Аульского, Восточнокоунрадского, Жанетского, Ортауского и др.), оказавшийся равным 260—300 млн. лет. В этой группе выделяются как очень крупные (до 2000 км²) массивы, например: Восточнокоунрадский, Каибский и др., так и сравнительно мелкие тела. Очень часто проявляются признаки четкой приуроченности интрузивов к зонам крупных разломов и их межформационный характер. Относительно ранние массивы нередко характеризуются многофазным строением и довольно разнообразным составом — это граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты. Более поздние интрузивы сложены порфировидными лейкократовыми гранитами и особенно широко распространенными аляскитами несколько повышенной щелочности. Жильная серия обильна и разнообразна, но наиболее типичны пегматиты, кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы и аплиты.

В заключение уместно остановиться на некоторых закономерностях развития палеозойского магматизма, установленных для Центрального Казахстана В. С. Коптевым-Дворниковым. Этот исследователь отмечает, что внедрению интрузив гранитоидного состава предшествовали (до образования складчатых структур) более или менее обильные излияния кислых лав. Однако в процессе развития магматизма во времени — от начала палеозоя и

до конца эры — роль всех эффузивных проявлений сокращается, а интрузив гранитоидов, наоборот, возрастает. При этом гранодиоритовый состав главных интрузивных фаций и более основной — в эндоконтактах массивов обусловлены процессами ассимиляции вмещающих пород и гибридизации гранитной магмы. Процессы гибридизации также изменялись во времени: наиболее резко они сказались в силурийских интрузивах, меньше — в девонских и еще меньше — в позднепалеозойских.

Магматическая деятельность мезозойско-кайнозойского этапа была очень слабой. Вулканические выбросы обусловили наличие туфогенных пород в составе нижнемезозойских континентальных отложений на восточной окраине рассматриваемой территории, а в северо-западных районах происходили незначительные излияния оливиновых базальтов.

Тектоника

Современные представления о тектоническом строении Центрального Казахстана и истории развития его структур возникли на основе исследований крупнейших советских геологов А. Д. Архангельского, Н. Г. Кассина и Н. С. Шатского.

В конце 30-х годов Н. Г. Кассин и Н. С. Шатский опубликовали работы, ставшие для Казахстана классическими. В них четко сформулированы взгляды этих выдающихся знатоков геологии края.

Главные выводы, к которым пришел на основании многолетних исследований Н. Г. Кассин, сводятся к следующему. Важнейшее значение в формировании структур имели каледонский и герцинский этапы диастрофизма, в течение которых возникли системы складок, резко отличающиеся общим структурным планом. На тектонической схеме (рис. 41) видно, что простирания двух разновозрастных систем складок в центральных районах пересекаются почти под прямым углом. Резкие различия в направлении каледонских и герцинских складчатых сооружений сопровождаются различиями в форме складок, магматических проявлений и металлогении. Для каждого из названных этапов Н. Г. Кассин выделил систему геосинклиналей (геосинклинали и «подвижные шельфы») и платформ (платформы и «континенты»). Однако и эти основные структурные элементы претерпели существенные изменения и перестройку даже в западных и южных районах, где герцинские складки в основном совпадали в направлении с каледонскими. Таким образом, и для этих районов отмечается изменение общего структурного плана. Резкие изгибы складчатости объяснялись при этом влиянием жестких, консолидированных платформенных массивов докембрийского возраста, образующих сложную мозаичную систему.

Н. С. Шатский пришел к иным выводам. Он установил, что направление герцинских складок повторяют каледонские

складчатые дислокации, а наблюдающиеся изменения простираний находятся в связи с резкими заворотами и виргацией складок. «Поэтому мы приходим к выводу, — пишет этот исследователь, — что между каледонским и герцинским периодами складчатости в пределах Казахской складчатой страны не произошло резкого, принципиального изменения общего плана складчатости. Герцинская складчатость унаследовала свои общие направления от каледонских дислокаций» [89]. Н. С. Шатский отмечает, что унаследование и совпадение разновозрастных структур вовсе

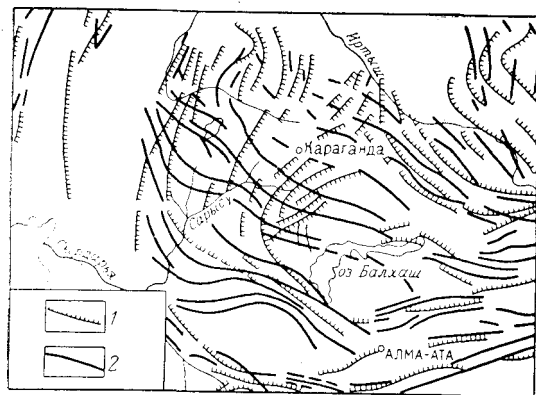


Рис. 41. Взаимоотношения каледонской и герцинской складчатостей Центрального Казахстана (по Н. Г. Кассину).

1 — простирания герцинских складок; 2 — простирания каледонских складок

не исключает разных простираний: такая картина, в частности, обуславливается наличием наложенных мульд, сложенных молодыми породами и располагающихся с большим стратиграфическим перерывом на сильно дислоцированных древних отложениях. Вместо «геосинклиналей и платформ» Н. С. Шатский выделял ряд крупных антиклинориев и синклинориев. Пространственное распределение складок достаточно сложно, особенно в центральных районах, где они испытывают резкие изменения простираний (рис. 42). Как отмечает названный ученый, «генетический смысл такой дисгармонии неясен. Может быть, в «вилянии» складок средней части Казахстана надо видеть явление интерференции уральских и Тяньшаньских движений; может быть, резкие изгибы складчатых полос указывают на менее стесненное, более свободное складкообразование в этом районе» [89-1]. К некоторым другим выводам Н. С. Шатского нам еще придется обратиться позднее.

Анализируя материалы по геологии герцинской складчатой области в целом, А. Д. Архангельский пришел к заключению о некоторых общих закономерностях в ее строении. В частности,

он отметил, что в результате каледонской складчатости в Центральном Казахстане возник устойчивый срединный массив, разделивший герцинскую геосинклинальную область на две части [31]. Эта точка зрения была развита в трудах многих геологов. В настоящее время большинство исследователей относит западную часть Центрального Казахстана к образованиям каледонской складчатости, хотя в это понятие вкладывается несколько иной смысл, а границы каледонской зоны проводятся по-разному.

Тектонику каледонской и герцинской частей описываемой территории мы рассмотрим отдельно — в границах, принятых А. А. Богдановым (см. рис. 37).

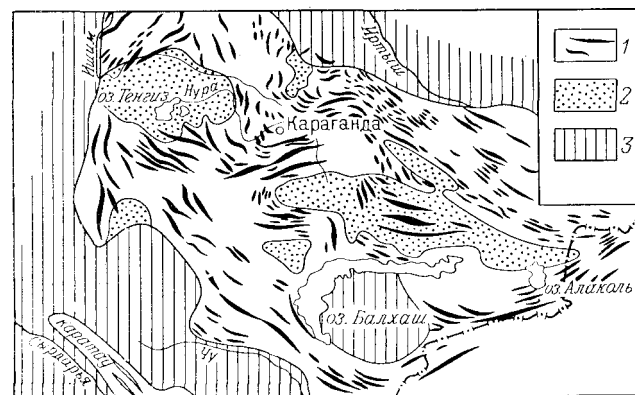


Рис. 42. Тектоническая схема Центрального Казахстана (по Н. С. Шатскому).

1 — направление палеозойских складок; 2 — впадины и синклинории; 3 — кайнозойские прогибы

Северо-западный угол каледонского Казахстана занят *Кокчетавским поднятием*. Центральная его часть, которую нередко называют Кокчетавским массивом, слагается протерозойскими и архейскими (?) породами, прорванными Зерендинским плутоном, и состоит из двух систем складок. Одна из них имеет широтное простирание и образует Кокчетавский антиклинорий, а вторая примыкает к Зерендинскому плутону с востока и простирается в северо-восточном направлении; сопряжение этих систем происходит, по-видимому, по крупному разлому, скрытому на глубине. С юга и запада к Кокчетавскому массиву примыкает система антиклинориев и синклинориев северо-восточного простирания, сложенных верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими породами (рис. 43). Краткая характеристика их дана А. А. Богдановым. «Породы, слагающие сводовые части антиклинориев, — пишет этот исследователь, — характеризуются весьма энергичной линейной складчатостью, плейчатостью, гофрировкой,



Рис. 43. Тектоническая схема Кокчетавского поднятия и Тенизской впадины (по А. А. Богданову).

1 — протерозойский складчатый комплекс; 2 — рифейский и кембрийский складчатый комплекс; 3 — ордовикский и силурийский складчатый комплекс; 4 — девонские отложения, слагающие крылья мульд Кокчетавского и Улутауского поднятий; 5 — девонские интрузивы; 6 — наложенные мулды, грабен-синклинали и впадины, выполненные верхнедевонскими, каменноугольными и пермскими отложениями; 7 — мезозойские и третичные отложения Тургайского прогиба; 8 — разломы; I — Джаркынагацкий антиклинорий, II — Калмык-Кульский синклинорий; III — Кокчетавский антиклинорий; IV — Марьевский синклинорий; V — Шурумсайская антиклиналь; VI — Кокпектинская антиклиналь

Они часто нарушены продольными крутыми надвигами ... Синклинории обычно заполнены мощными толщами отложений ордовика. Это крупные и часто неоднородные прогибы. На их крыльях нередко отмечается развитие изоклиальной складчатости с вертикальным залеганием слоев. В центральных частях синклинориев преобладают простые формы складок (углы 25—50°), часто разбитые многочисленными продольными и диагональными разрывами» [27].

К югу от Кокчетавского поднятия располагается система антиклинориев и синклинориев, которые в Улутауском поднятии выходят на поверхность, а на остальной территории большей частью скрыты под девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями, слагающими Тенизскую и Джезказганскую впадины и разделяющее их Сарысу-Тенизское поднятие. Эти антиклинории и синклинории, так же как и на севере, сложены докембрийскими и нижнепалеозойскими породами и к ним вполне приложима приведенная выше общая характеристика структурных элементов Кокчетавского поднятия, хотя в отличие от последних они имеют выдержанные меридиональные простирания (рис. 44). Улутауское поднятие осложнено зонами разломов, протягивающимися в меридиональном направлении в полном соответствии с общим его простиранием; пояса габбро-перидотитовых массивов, вытягивающиеся вдоль этих зон, вместе с другими признаками позволяют предполагать, что они представляют собой глубинные разломы.

Близкое строение имеют и раннепалеозойские складчатые сооружения, располагающиеся к юго-востоку от Кокчетавского поднятия. Здесь выделяются две антиклинальные зоны — *Ниязско-*

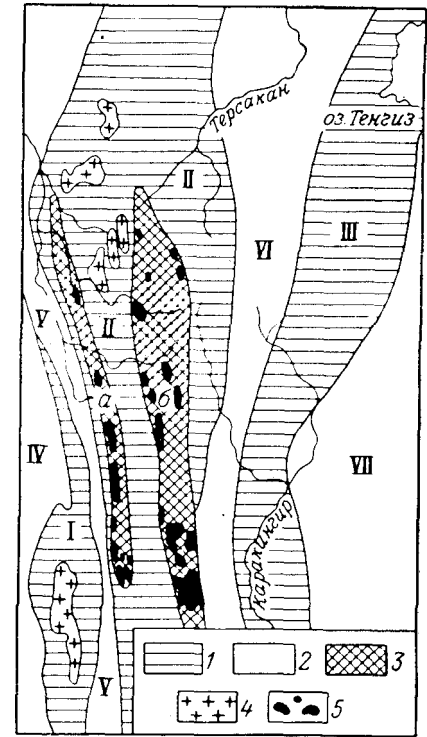


Рис. 44. Схема расположения основных структурных элементов юго-западной части Центрального Казахстана в раннем палеозое (по Ю. А. Зайцеву).

1 — антиклинориевые зоны; 2 — синклинориевые зоны; 3 — змеевиновые пояса; 4 — протерозойские интрузивные массивы; 5 — выходящие на поверхность и скрытые на глубине интрузивные массивы ордовикских гипербазитов. Антиклинории: I — Майтубинский, II — Улутауский, III — Кирейский; синклинории: IV — Байконурский, V — Карсакапский, VI — Эскулинский, VII — Конкский; змеевиновые пояса: а — Западно-Улутауский, б — Восточно-Улутауский

Ерементауская и Майкаин-Экибастузская — и ряд менее крупных антиклинальных и синклиналильных структур. Преобладающие направления складок здесь северо-восточные, однако отмечаются также меридиональные и северо-западные простирания, что обусловлено дугообразным изгибанием в плане и виргацией складчатых систем. Складчатые сооружения Майкаин-Экибастузской зоны находят продолжение в структуре Чингизского антиклинория уже за пределами каледонид.

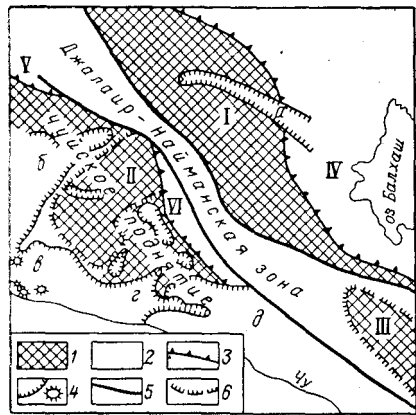


Рис. 45. Тектоническая схема Восточной Бетпак-Далы (по Н. Г. Марковой).

1 — поднятые зоны; 2 — прогнутые зоны; 3 — границы антиклинорий и синклинали; 4 — границы мульд и куполов; 5 — контуры глыб; 6 — контуры глыб антиклинорий: I — Бурунтауский, II — Чуйский, III — Джильтауская глыба; синклинали и прогибы: IV — Прибалхашский, V — Жаман-Тюбинский, VI — Акбаставский; мульды: а — Сарыбуланская, б — Тасбуланская, в — Жанпарская, г — Кызылтузская, д — впадина Саксаул-Дала

ной 25—30 км, внутри которой отмечается сложная система крупных и небольших разломов — параллельных и кулисообразно расположенных, разветвляющихся и пересекающихся. В целом зона представляет собой своеобразную мозаику узких блоков, в которой местами с большим трудом распознаются фрагменты раздробленной складчатой структуры. Особенно сложное строение зона приобретает на юго-востоке — в горах Айтау, где она раздваивается и расширяется до 50 км.

К юго-западу от Джалаир-Найманской зоны древние складчатые сооружения выходят на поверхность в Чуйском поднятии и Кандыктасском антиклинории, разделенных впадиной Саксаул-Дала, выполненной кайнозойскими осадками (рис. 45). Кандыктасский антиклинорий сложен в ядре докембрийскими породами, которые на крыльях сменяются нижним палеозоем. На крайнем юго-востоке складки простирания широтно, но затем меняют

направление на северо-западное. В Чуйском поднятии допалеозойские отложения снова имеют субширотные простирания. Складчатые дислокации в обоих поднятиях очень сложны. Характерны складки с крутыми крыльями и их осложнения в виде мелкой дополнительной складчатости. Очень много, особенно в Кандыктассе, разломов разных направлений, разбивающих антиклинорий на многочисленные блоки.

Сложная система сильно сжатых линейных складок, осложненных дополнительной складчатостью и разбитых разломами, примыкает к Джалаир-Найманской зоне с северо-востока. В Чу-Илийских горах складки имеют выдержанное северо-западное простирание, но в восточной части Бетпак-Далы они веерообразно расходятся, причем один из пучков складок отклоняется на север-северо-восток и прослеживается вплоть до Атасуйского района, находящегося уже в герцинской части Центрального Казахстана.

* * *

Перейдем теперь к рассмотрению тех крупных структурных элементов, в строении которых важную роль играют образования верхнего структурного этажа.

В центральной части описываемой территории располагается очень своеобразно построенная область, важная для понимания строения и истории развития всего края, — это так называемое Сарысу-Тенизское поднятие. С севера оно ограничено Тенизской впадиной, с запада — Улутауским поднятием и с юга — Джезказганской впадиной; на востоке поднятие не имеет четких границ и переходит в структуры герцинской зоны. Как видно из тектонической схемы (рис. 46), одной из наиболее типичных черт этого поднятия является широкое развитие разрывных нарушений запад-северо-западного простирания.

Анализ тектонических структур поднятия показывает, что здесь выделяется серия глыбовых складок запад-северо-западного простирания, которые по краям иногда ограничены флексурами, но чаще разломами разной амплитуды — от нескольких сотен метров до первых километров, — нередко имеющими характер ступенчатых взбросов. Расположенные рядом складки, ограниченные разрывами (грабен-синклинали и горст-антиклинали), имеют близкие размеры. Грабен-синклинали выполнены мощной толщей осадков девона и карбона. Горст-антиклинали часто имеют настолько маломощные отложения этого возраста, что сквозь чехол верхнего структурного яруса местами как бы «просвечивают» подстилающие породы; в некоторых пунктах породы верхнего структурного этажа совсем отсутствуют, и тогда обнажаются отложения нижнего палеозоя и верхнего протерозоя.

Складки каледонского основания и глыбовые дислокации верхнего структурного этажа находятся в резкой дисгармонии. Структуры нижнего палеозоя, к которым местами присоединяются

и докембрийские, имеют четко выраженные меридиональные простирания. Они находятся в полном соответствии с простиранием Улутауского антиклинория и представляют собой чередование таких же по масштабу антиклинориев и синклинориев.

Внутреннее строение каледонских складок резко отличает их от наложенных герцинских структур. Каледонские антиклинории и синклинории осложнены складками второго и более высоких

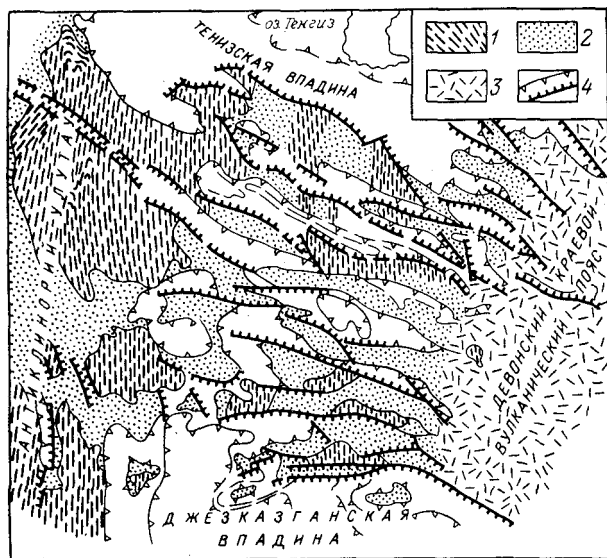


Рис. 46. Грабен-синклинали и горст-антиклинали Сарысу-Тенизского поднятия (по А. А. Богданову).

1 — каледонский складчатый комплекс; 2 — девонские молассы и вулканиты, выступающие в горст-антиклиналях и поднятиях; 3 — магматические образования девонского краевого вулканического пояса; 4 — каменноугольные и пермские отложения, выполняющие грабен-синклинали и тектонические впадины и ограничивающие их сбросы

порядков, с крутыми падениями в крыльях и имеют другие особенности, типичные для геосинклинальной складчатости. Что касается герцинских горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, то кроме резких различий с каледонскими складками в направлении простирания они имеют также значительные отличия и в особенностях строения. Внутри грабен-синклиналей отмечается очень пологое залегание выполняющих их осадков с углами падения всего до нескольких градусов. Интенсивные дислокации, вплоть до запрокидывания слоев в сторону центральных частей синклиналей, наблюдаются только в краевых частях структур, т. е. непосредственно у разломов, и имеют характер приразломных дислокаций. Нередко горст-антиклинали надвигаются на соседние грабен-синклинали, обуславливая развитие в последних

более энергичной складчатости. Внутри крупных грабен-синклиналей местами устанавливаются осложняющие складки, которые, однако, никогда не имеют линейного характера. Они представляют собой довольно короткие складки с пологими падениями в крыльях. Брахиформные складки особенно часто развиваются в наиболее крупных грабен-синклиналях, протягивающихся в длину до 150 км при ширине до 15—20 км.

Большая часть этих глыбовых складок по направлению к Улутаускому поднятию воздымается и постепенно затухает, другие протягиваются далеко на запад, пересекая поднятия (например, Каиндинский грабен). Соотношения Сарысу-Тенизского поднятия с Тенизской и Джезказганской впадинами не совсем ясны и толкуются по-разному. Наиболее вероятным представляется предположение, что как с севера, так и с юга оно ограничено глубинными разломами.

Тенизская впадина выполнена мощными (достигающими, вероятно, 6—7 тыс. м) толщами карбона и перми и имеет достаточно сложное строение. Впадина осложнена изометрическими и удлиненными мульдами, достигающими нескольких десятков километров в поперечнике (наиболее крупная Ладыженско-Колутонская — до 80 км), обычно с пологими залеганиями пород в крыльях, не превышающими 10—15°. Мульды разделяются коробчатыми антиклиналями (Кокпектинская, Шурумсайская) и перемычками, довольно широко развиты купола (см. рис. 43). На южной окраине впадины мульды приобретают характер кулисно расположенных вытянутых синклиналей северо-западного простирания, в крыльях которых слои наклонены под углами до 20—30°. Борты впадины в некоторых участках осложнены крупными разломами.

Джезказганская впадина с запада ограничена Улутауским поднятием, а с юго-востока — Чу-Илийской системой складок; в южной части она перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадками Чуйской впадины и граница ее неясна. Ряд исследователей, однако, полагает, что она протягивается вплоть до Каратау. Внутреннее строение впадины изучено еще слабо. Согласно данным геофизики, каледонский фундамент во внутренних ее частях опущен на глубину от 3 до 9 км. В обнаженной северной части впадины отмечается ряд брахиформных складок, ориентированных в западной ее части меридионально, а в восточной — субширотно и в северо-восточном направлении. Такую же ориентировку имеют мелкие разрывные нарушения. Кроме них, на основании данных аэромагнитной съемки, на глубине установлены крупные скрытые разломы с амплитудой до 2 км, пересекающие фундамент в северо-восточном и субширотном направлениях.

Кроме двух описанных крупнейших впадин, по всей территории каледонского Казахстана разбросаны многочисленные тектонические впадины, названные Н. С. Шатским наложенными мульдами. Главные их особенности охарактеризованы А. А. Богдановым следующим образом: «Наложенные» мульды обладают

многими характерными чертами строения. Первая и главная их особенность заключается в том, что они развиваются в варисцийском чехле, представляя собой, по существу, одну из форм залегания этого чехла в местах его прерывистого распространения. На размытой поверхности различных складчатых образований каледонского фундамента, на породах глубокого докембрия, ордовика или силура, отделяясь от них резким азимутальным несогласием, залегают отложения девона и карбона, выполняющие наложенные мульды. Они принимают форму то округлых мульд, то вытянутых брахисинклиналей, то узких приразломных синклиналей. Размеры этих тектонических впадин чрезвычайно разнообразны; часто поперечники их измеряются десятками километров, площади — от нескольких десятков до тысяч квадратных километров. Крылья наложенных мульд имеют разнообразные углы наклона (от 10—15 до 80—90°). Нередко они бывают ограничены сбросами и часто имеют асимметричное сечение. «Наложённый» характер этих тектонических впадин определяется не только наличием в их основании азимутального несогласия, но и тем, что они возникают на самых разнообразных структурных элементах складчатого каледонского основания, накладываясь на него. Так, например, Тениз-Коржункульская мульда, в полном смысле слова, накладывается на северную часть антиклинория Еременьтау; Ново-Михайловская мульда, контролируясь протяженным разломом, осложняет западный склон Кокчетавского массива; мульда Экибастузского бассейна накладывается на сложные складки, образованные породами нижнего палеозоя; мульда Куу-Чеку располагается в пределах обширной моноклинали, сложенной породами среднего палеозоя; мульда Сулу-Медине наискось сечет Нурийский синклиниорий, сложный породами силура, и т. д. ... В северных районах Центрального Казахстана установлена приуроченность всех наложенных мульд к разрывным нарушениям. Эти разрывы имеют различное соотношение с мульдами. Иногда они проходят вдоль одного или двух крыльев; иногда они перекрываются породами, выполняющими мульды; иногда, в современном эрозионном срезе, проходят рядом вдоль мульд.

Различные по форме и размерам купола, брахиантиклинали, мульд и брахисинклинали представляют собой структуры II порядка, осложняющие внутреннее строение впадин. Их расположение и форма отражают особенности строения складчатого (нижнего) структурного этажа. В ряде случаев они контролируются расположением расколов фундамента» [27].

Специфические особенности тектонического строения имеет *Центральноказахстанский краевой вулканический пояс*, детально изученный в северной, широтной своей ветви [116]. Внешняя его зона, располагающаяся на каледонском основании, разбита различно ориентированными разломами, по которым отдельные блоки перемещены друг относительно друга, обуславливая глыбо-

вую структуру зоны. Во внутренней зоне, примыкающей к герцинским сооружениям, развивается система узких складок и многочисленные сопряженные разломы значительной амплитуды, в том числе пологие надвиги. Резкие различия в строении внешней и внутренней зон особенно отчетливо отмечаются в поперечном профиле Карагандинской впадины, как бы «вложенной» в вулканический пояс (рис. 47).

Тектоническое строение герцинской части Казахстана определяется наличием системы различно ориентированных антиклинориев и синклинориев, сближающихся на юго-востоке и виргирующих на северо-западе. Так же как и в каледонской части края, большую роль в строении этой области играют глубинные разломы.

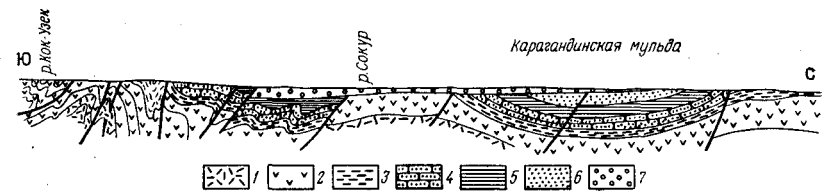


Рис. 47. Разрез вкост Карагандинского синклиниория (по Н. П. Четвериковой и В. М. Бекман).

1 — липариты и альбитофиры нижнего девона; 2 — андезиты-базальты среднего девона; 3 — алевролиты, аргиллиты, известняки акбастауской свиты франского и турнейского яруса; 4 — песчаники и глинистые сланцы аккудукской свиты визейского яруса; 5 — паралическая угленосная моласса (ашлярикская свита визе); 6 — красноцветная моласса нижнего — среднего карбона; 7 — конгломераты и песчаники юры

Рассмотрение отдельных крупных структурных элементов мы начнем с четко выраженной на всех тектонических картах антиклинориевой системы *Чингиза — Тарбагатай*, в состав которой входят несколько крупных антиклинориев и синклинориев. На ее примере особенно отчетливо видна сложная виргация структур на северо-запад (рис. 48). Центральное положение в системе занимает Чингизский антиклинорий, состоящий из крупных антиклиналей и синклиналей, осложненных дополнительной складчатостью, становящейся особенно мелкой и интенсивной в ядре. Узкие, нередко изоклиналильные и разорванные складки имеют падения в крыльях от 60 до 90° и обычно наклонены на северо-восток, что свидетельствует об общем опрокидывании в этом направлении всей структуры. По простиранию отмечается нерезкая ундуляция шарнира антиклинория, благодаря чему протерозойские и кембрийские отложения, слагающие его ядро, спорадически появляются на поверхности на всем его протяжении. Как это хорошо видно на геологической карте, наибольшее погружение антиклинорий испытывает в районе ст. Аягуз, где эти древние породы исчезают и вновь появляются дальше к юго-востоку уже только в Тарбагатайском антиклинории. Строение других

антиклинорий системы принципиально не отличается от Чингизского. Крупные синклиории системы, выполненные мощными толщами силура и девона, характеризуются значительно более спокойной складчатостью. Осложняющие их складки довольно широкие, часто имеют брахиформный характер, с углами падения в крыльях от 40 до 60°, а в центральных частях синклиорий — всего 20—25°. Весьма характерным для Чингиз-Тарбагатайской антиклинориевой зоны является широкое развитие разломов, протягивающихся на многие десятки и даже сотни километров,

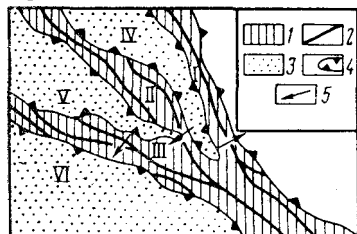


Рис. 48. Схема структур Чингизской зоны (по Н. Г. Марковой).

1 — антиклинорий; 2 — оси антиклинальных поднятий; 3 — синклиории; 4 — контуры синклинальных прогибов; 5 — общее направление падения складок. Антиклинорий: I — Аркалынский, II — Чингизский, III — Акбастауский; синклиории: IV — Чунайский; V — Абралинский; VI — Северо-балхашский

а также мелких дизъюнктивных нарушений. Сложная система крупных разрывов, прослеживающихся вдоль юго-западного борта Тарбагатайского, а затем Акбастауского антиклинория имеет характер глубинного разлома. Второй глубинный разлом ограничивает Чингиз-Тарбагатайскую систему с северо-востока.

Тектоническое строение территории, прилежащей к рассмотренным сооружениям с северо-востока, изучено слабо. Здесь выделяется ряд крупных и более мелких структур антиклинального и синклинального строения, выделяющихся на фоне моноклинально падающих на северо-восток пород, а также ряд крупных продольных разломов.

В синклиории, прилежащем к Тарбагатайскому антиклинорию и выполненному отложениями девона и нижнего карбона огромной мощности, отмечается развитие линейных складок с углами падения в крыльях от 45 до 65°, причем отмечается полное соответствие структурного плана со строением антиклинория. Такая же картина наблюдается и далее к северо-западу.

Южнее Тарбагатая, отделенная от него Алакульской впадиной, переходящей на юго-востоке в узкую межгорную впадину, известную под названием «Джунгарских ворот», располагается складчатая система *Джунгарского Алатау*; в ней выделяется ряд крупных антиклинорий и синклиорий преимущественно широтного и субширотного простирания (рис. 49). В строении некоторых из них главная роль принадлежит отложениям нижнего палеозоя (например, в Южноджунгарском антиклинории) или верхнего палеозоя (например, в Илийском синклиории), однако большая их часть слагается среднепалеозойскими комплексами. Характер складчатых структур во всех этих разновозрастных комплексах (за исключением верхнего палеозоя) в общем довольно близок,

хотя и отмечается возрастание интенсивности дислокаций в более древних породах. Сложная система складок на востоке сильно сжата и имеет широтное простирание, но по направлению на запад веерообразно расходитя. Складки имеют разную величину и ясно выраженный линейный характер. Они узки, протягиваются нередко на значительные расстояния, с падениями в крыльях от 50

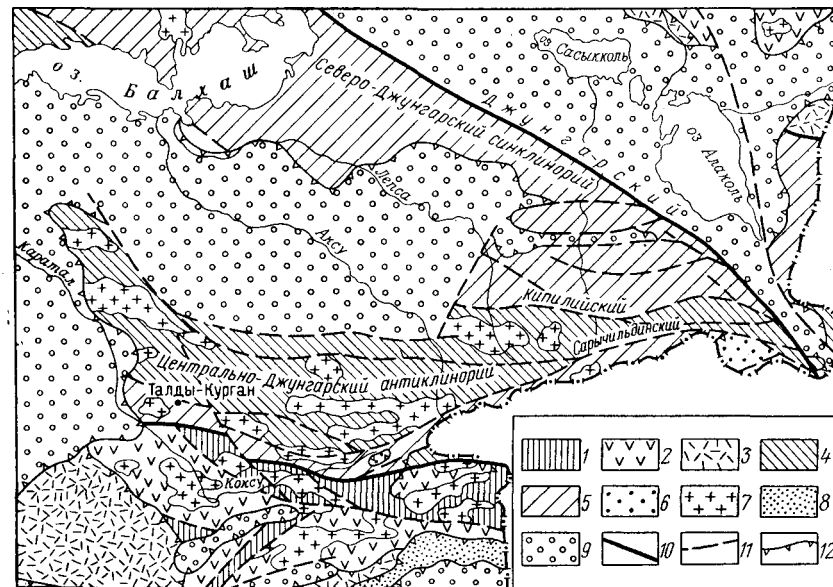


Рис. 49. Тектоническая схема Джунгарского Алатау и прилегающих областей (по Н. И. Филатовой и В. А. Буш).

Область каледонской консолидации: 1 — каледонский складчатый комплекс и каледонские интрузии; 2 — наложенные мульды с верхнедевонскими — нижнекаменноугольными порфиоровыми формациями; 3 — наложенные мульды с верхнекаменноугольными — нижнепермскими порфиоровыми и молассовыми формациями. Область герцинской консолидации: 4 — смятые линейные складки в нижне-среднепалеозойских формациях; 5 — линейные и брахиформные складки в верхнеудловских — среднекаменноугольных формациях; 6 — наложенные мульды с порфиоровой верхнепалеозойской формацией; 7 — верхнепалеозойские массивы гранитоидов; 8 — меловой — миоценовый платформенный комплекс; 9 — эпиплатформенные межгорные впадины с плиоценовыми — антропогеновыми молассами; 10 — глубинные разломы; 11 — прочие разрывные нарушения; 12 — границы между структурными комплексами

до 90°, местами опрокинуты и разбиты многочисленными разломами. Верхнепалеозойские толщи смяты в более пологие брахиформные складки с падениями в крыльях, обычно не превышающими 25—35°.

Важная роль в структуре Джунгарского Алатау принадлежит крупным разновозрастным разломам, разбивающим его на сложную систему блоков. В южной части складчатого сооружения простирается в северо-западном направлении Южноджунгарский разлом, который на востоке протягивается на сотни километров

за пределами нашей страны, а на западе скрывается под молодыми осадками Балхашской впадины, и, согласно геофизическим данным, прослеживается до оз. Балхаш. На севере складчатая система Джунгарского Алатау и складки Восточного Прибалхашья отграничены от расположенных севернее структур огромным Джунгарским разломом, который представляет собой одно из четко выраженных геоморфологических нарушений, образующих зону Главного Джунгарского глубинного разлома. Джунгарский разлом протягивается на расстояние многих сотен километров, имеет амплитуду в несколько километров и характеризуется активными движениями вдоль него в течение длительного периода, вплоть до антропогена.

Джунгарский Алатау окружен почти сплошным кольцом впадин: к северу от него расположена Алакульская, к западу — Балхашская и к югу — Илийская впадины. Выполнены они кайнозойскими отложениями, но в Илийской впадине наблюдаются также мощные осадки мезозоя. Фундамент впадин, по-видимому, сложен разновозрастными образованиями: так, в Алакульской впадине это дислоцированный верхний палеозой, в основании Балхашской впадины Н. Г. Кассин предполагал наличие докембрийской глыбы.

Центральные районы Казахстана заняты сложной системой различно ориентированных антиклинорий и синклинорий. В их строении отмечается много сходных черт. Крупнейшие антиклинории — это Балхашский (северо-западная часть этой сложно изогнутой в плане структуры нередко называется Кентерлауским антиклинорием, а восточная — Тюлькуламским), Атасу-Моинтинский и Тектурмасский; крупные синклинории — Северобалхашский, Токрауский, Успенский и Западнобалхашский; кроме того, выделяется целый ряд более мелких структур.

В ядрах антиклинорий обнажаются верхнепротерозойские или палеозойские отложения, смятые в сложную систему асимметричных, нередко опрокинутых складок, осложненных крутыми надвигами. В качестве примеров, ярко иллюстрирующих общий характер строения крупных структурных элементов рассматриваемых регионов, могут служить Тектурмасский антиклинорий и соседний с ним Успенский синклинорий (рис. 50).

Тектурмасский антиклинорий протягивается в восток-северо-восточном направлении на расстояние около 350 км. На востоке он продолжает систему Чингиза — Тарбагатая, а на западе разбивается на ряд ветвей и сменяется глыбовыми складками Сарысу-Тенизского поднятия. В разрезе он имеет веерообразную форму благодаря опрокидыванию складок в противоположных направлениях — к соседним синклинориям. Складки часто узкие, крутые и осложнены системой крутых надвигов.

Крылья Успенского синклинория сложены породами нижнего и среднего девона и образуют системы, узких резко пережатых и нередко опрокинутых складок. Центральная его часть выпол-

нена отложениями верхнего девона — нижнего карбона, смятыми в более пологие брахиформные складки, обычно располагающиеся кулисообразно.

Своеобразные черты строения имеет Карагандинская впадина. По форме это типичная синклиналь, осложненная целой серией дополнительных нарушений. С запада она ограничена сложно построенным Тентекским взбросом, амплитуда которого изменяется от 3 км на юге до 6 км на севере, с юга — широтной зоной дизъюнктивных нарушений; на востоке впадина полностью не замыкается и ее продолжением служит полоса каменноугольных отложений в бассейне р. Ащису. Внутри синклинали выделяются



Рис. 50. Схематический разрез через Тектурмасский антиклинорий, Успенский и Карагандинский синклинории (по А. А. Богданову).

1 — угленосная толща карбона; 2 — турнейский ярус; 3 — верхний девон; 4 — эффузивы нижнего — среднего девона; 5 — силур; 6 — ордовик; 7 — граниты; 8 — змеиники; 9 — разломы

три близких по размерам резко асимметричных мульд — Чурубай-Нурина, Карагандинская и Верхнесокурская, разделенные поднятиями; Чурубай-Нурина мулда в свою очередь разделена на две части широтной зоной поднятий (рис. 51). Складчатая структура впадины осложнена рядом различно ориентированных разломов.

Северное крыло впадины, особенно в пределах Карагандинской мулды, имеет относительно простое строение: здесь отмечается моноклиналиное падение пород в южных румбах под углом до 20°, редко больше, с постепенным выполаживанием к центру до 6—10°. В южной части впадины, наоборот, дислокации особенно сложные: здесь прослеживается система крутых широтных складок с падениями пластов до 90°, нередко опрокинутых к северу и разбитых многочисленными разрывами, в том числе сближенными надвигами, иногда переходящими в покровы [21]. В других местах впадины отмечаются интенсивные складчатые дислокации, тяготеющие к зонам разрывных нарушений. Такая картина наблюдается в западном крыле Тентекской синклинали, по восточной окраине Карагандинской мулды и т. д. Зоны поднятий, разделяющие наиболее прогнутые участки впадины, представляют собой седлообразные перегибы, осложненные брахиформными локальными поднятиями с падениями в крыльях до 10—20°.

Среди складчатых дислокаций описываемой территории необходимо еще отметить довольно широкое развитие наложенных

синклиналей, осложняющих крылья или центральные части некоторых антиклинорий. Хорошим примером этого типа структур является синклиналь Сулу, осложняющая северное крыло Тектурмасского антиклинория (рис. 52, а, б).

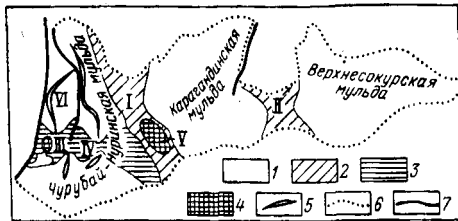


Рис. 51. Схема тектонического районирования Карагандинской впадины (по А. А. Булыничковой).

1 — наиболее прогнутые участки впадины; 2 — поперечные поднятия первого порядка: I — Саранско-Дубовское, II — Майкудукско-Акжарское; 3 — Дельдельско-Долинская зона поднятий второго порядка; 4 — антиклинали: III — Дельдельская, IV — Долинская, V — Дубовская; 5 — синклинали: VI — Тентекская; 6 — границы впадин; 7 — основные тектонические разрывы

роко представлены также глубинные и широтные. Среди первых особого упоминания заслуживает Центральноказхастанский разлом, прослеживающийся от оз. Балхаш на несколько сотен километров на север; это один из важнейших тектонических элементов, определяющих общий структурный рисунок региона [22]. На поверхности глубинные разломы проявляются в виде линейно вытянутых полос шириной до нескольких десятков километров, внутри которых наблюдается сложная система складчатых и разрывных дислокаций. В качестве примера можно привести Успенскую зону смятия. Она протягивается на несколько сотен километров вдоль Успенского синклинория и местами представляет собой относительно узкую, всего в 5—10 км полосу интенсивно дислоцированных пород, но в участках расширения достигает

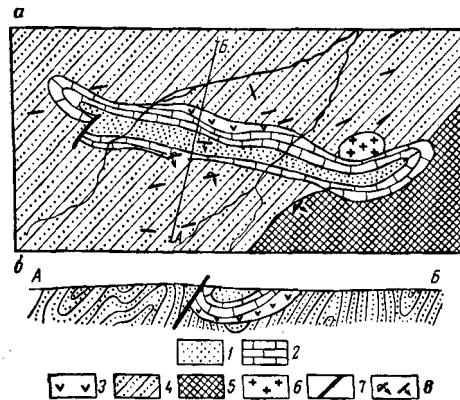


Рис. 52. Синклиналь Сулу (по А. А. Богданову).

а) — план; б — разрез; 1 — аккудукская свита нижнего карбона; 2 — кассинские и русаковские слои нижнего карбона; 3 — нижний девон; 4 — силур; 5 — уртынджальский комплекс; 6 — диориты; 7 — разломы; 8 — элементы залегания

50 км и тогда охватывает почти весь синклинорий. Наряду с интенсивной складчатостью вплоть до развития плейчатости, эта полоса поражена системой надвигов, местами придающих ей чешуйчатое строение, а также взбросами, зонами дробления и т. д.

Полезные ископаемые

Центральный Казахстан является одной из важнейших рудных баз нашей страны, в которой сосредоточено большое количество разнообразных полезных ископаемых. Особенно большую роль играют магматогенные, преимущественно гидротермальные, месторождения разных промышленных типов, принадлежащие к различным металлогеническим эпохам. Профилирующее значение среди элементов имеют медь, молибден и вольфрам, свинец и цинк, марганец и железо, причем медь является главным металлом, проявляющимся в значительных концентрациях во все металлогенические эпохи.

В обширной группе медных месторождений имеются представители различных рудных формаций. Первостепенное значение имеют медистые песчаники, к которым относится Джезказганское месторождение. Руды, состоящие из разнообразных медных минералов и местами обогащенные свинцом, цинком и серебром, образуют пластообразные и линзообразные залежи в песчаниках. Большинство геологов считают его гидротермальным, но имеются сторонники осадочного генезиса этого месторождения. Второй важный промышленный тип — это прожилково-вкрапленные руды во вторичных кварцитах, образованных за счет аутометаморфических преобразований гранитоидов (этот тип часто называют «медно-порфировые руды»). Наиболее яркие представители этой рудной формации — Бошккульское месторождение, приуроченное к измененным раннекаледонским плагиигранит-порфирам, и Коунрадское, залегающее во вторичных кварцитах по герцинским гранодиорит-порфирам. В рудах этой формации нередко существенная роль принадлежит молибдену.

Большое промышленное значение имеют жильные и скарновые месторождения. Первые характеризуются причудливой формой рудных тел, следующих всем изгибам вмещающих пород и состоящих из медных минералов в сопровождении барита и кварца (Успенское месторождение). В скарновых месторождениях рудные залежи нередко также имеют очень сложную форму и обычно представлены комплексными рудами, в которых медь часто отходит на второй план. Примерами месторождений этой группы могут служить Саякское (железо-медное с кобальтом), Карагайлы (свинцово-цинковое с медью) и др.

Среди многочисленной группы скарновых месторождений, заключающих разнообразные по составу руды кроме упомянутых меднорудных находятся железорудные (месторождения Кентобе

и Уштобе), редкометальные (месторождения Шалгия, Караджал) и особенно многочисленные полиметаллические (месторождения Карагайлы, Аксоран, Кызыл-Эспе, Гульшад и др.). Большая часть промышленно интересных скарновых полей связана с более основными дериватами девонских гранитоидов.

Весьма широко распространены редкометальные месторождения, руды которых наряду с молибденом и вольфрамом иногда содержат олово, медь и некоторые другие элементы. Кроме уже упоминавшихся довольно редких скарновых и медно-молибденовых «порфириров» рудных формаций, к этой группе принадлежит значительное количество месторождений, относящихся к кварц-молибденитовой и кварц-вольфрамитовой формациям, обычно в сопровождении грейзенов. Руды содержат в качестве главных минералов молибденит и вольфрамит, находящиеся в различных соотношениях (Восточный Коунрад, Акчатау, Жанет, Батыстау), к которым в других месторождениях присоединяется касситерит (Караоба) или медь (Акпоку); имеются и монометальные или почти монометальные месторождения, такие, как вольфрамовое Верхнее Кайракты, молибденовое Шалгия (некоторые участки) и т. д. В отличие от скарновых месторождений, кварцеворудные формации с грейзенами генетически связаны с наиболее поздними верхнепалеозойскими лейкократовыми гранитами. Интересно отметить, что при залегании в материнских интрузивах руды состоят из высокотемпературного комплекса минералов (вольфрамит, касситерит, висмутин, топаз и др.), тогда как при расположении оруденения в экзоконтактных зонах молибденит и вольфрамит находятся в ассоциации с сульфидами.

Среди полиметаллических месторождений кроме уже упоминавшейся группы, связанной со скарнами, довольно широко распространены метасоматические среднетемпературные гидротермальные месторождения. Руды в них образуют пластообразные залежи в сланцах (Текели в Джунгарском Алатау, Беркара), седловидные жилы в известняках (Акджал), тела сложной формы в дробленых кварцевых порфирах и известняках (Алайгыр) и т. д. Для большинства из них предполагается связь с герцинскими малыми интрузиями кислого состава.

Важнейшей закономерностью в пространственном размещении всех упомянутых выше типов месторождений является их приуроченность к зонам межформационных и внутрiformационных разделов среди различных первичнонаслоенных комплексов. Очень благоприятная для рудоотложения обстановка создается также в массивах вторичных кварцитов и в апикальных частях верхнепалеозойских лейкократовых и аляскитовых гранитов. Необходимо отметить также важную роль в пространственном размещении месторождений зон глубинных разломов, которые контролируют не только металлоносные интрузивы, но нередко и сами рудопроявления, благодаря чему образуются четко выраженные рудные пояса. Особенно характерной в этом смысле

является Успенская зона смятия, вдоль которой располагается целая серия рудных узлов, включающих такие разнообразные по составу месторождения, как Верхнее Кайракты, Алайгыр, Карагайлы, Акшоку, Кентобе и др.

К магматогенным гидротермальным образованиям относятся также колчеданные золото-полиметаллические и золотые кварцевожильные месторождения (Майкаин, Торткудук, Степняк и др.), связанные преимущественно с плагиогранитами и гранодиоритами раннекаледонского возраста, низкотемпературные сурьмяные кварцеворудные месторождения (Тургайское) и другие.

Следует также упомянуть месторождения оптического флюорита в пегматитах, связанные с некоторыми верхнепалеозойскими и более древними крупными плутонами гранитов.

Выше говорилось о значении вторичных кварцитов для локализации ряда металлургических ископаемых. Кроме того, с этими оригинальными образованиями связаны месторождения нерудного минерального сырья — корунда и андалузита (Семиз-Бугу и Акташ), пирофиллита (Суранское), алуниита и каолинита. Все они сформированы в процессе метасоматических преобразований кислых эффузивов и могут быть отнесены к группе гидротермально-метаморфических образований. К этой же своеобразной генетической группе относятся и месторождения горного хрусталя Джезказган-Улутауского района.

Среди метаморфических месторождений следует отметить протерозойские железистые кварциты Карсакпайского района, а также кианитовые и андалузитовые породы Кокчетавского района.

Довольно широко представлены полезные ископаемые экзогенного происхождения. Среди них наибольшее народнохозяйственное значение имеют угольные месторождения, в том числе один из важнейших в стране каменноугольных бассейнов — Карагандинский, заключающий до 60 пластов углей, в том числе коксующихся. Главную промышленную ценность представляют палеозойские каменные угли, но, кроме того, здесь имеются запасы бурых углей юрского возраста. В северной части региона расположено еще несколько десятков месторождений каменного угля палеозойского возраста, в том числе Экибастузское, Тениз-Коржункульское, Акмолинское, Борлинское, приуроченные к наложенным мульдам, а также юрские буроугольные месторождения — Бурлукское, Майкюбинское, Байконурское, возникшие в верхнепалеозойских прогибах. В Сауре известны промышленные угли пермского возраста — Кендерлыкское месторождение.

К числу широко распространенных месторождений относятся марганцевые и железо-марганцевые, среди которых выделяется несколько типов. Наибольший интерес представляют осадочно-метаморфические месторождения, занимающие определенное стратиграфическое положение — в верхах франского — низах турнейского ярусов. Пластообразные тела, сложенные гематитом,

браунитом, гаусманитом и другими минералами, приурочены к карбонатным и карбонатно-кремнистым породам, слагающим синклинальные структуры. Большая часть месторождений — железомарганцевые, например: Караджал, Ктай, Клыч, но встречаются также почти чисто железные (Джумарт) и марганцевые (Камыс). Месторождение Джезды в Джезказганском районе и другие рудопроявления этого типа представляют собой пластовые, жиллообразные и линзообразные тела в красноцветной терригенной толще верхнего девона и состоят из браунита, пиролюзита и других минералов. По мнению одних исследователей они относятся к группе осадочно-метаморфических месторождений, другие считают их инфильтрационными, третьи — гидротермальными. Интересный тип оруденения представляют собой пластовые и линзообразные залежи асболанов, неогенового возраста, возникшие в результате переотложения продуктов выветривания основных и ультраосновных пород. Практическое значение оруденения этого типа, примером которого является месторождение Шайтантас, определяется главным образом наличием в рудах никеля и кобальта.

Среди других полезных ископаемых можно назвать титаносносные, золотосносные и оловоносные аллювиальные россыпи в древних речных долинах, бокситы в коре выветривания мелового возраста и оолитовые железные руды лептохлоритового типа. Широко развиты разнообразные строительные материалы.

Основные этапы развития

В истории докембрия Центрального Казахстана пока остаются не решенными самые кардинальные вопросы. Некоторые исследователи усматривают в отложениях докембрия проявление более или менее четко выраженной цикличности, позволяющей производить их корреляцию. Однако закономерности внутреннего строения выделяемых циклов, охватывающих большую часть докембрия, остаются еще совсем неясными.

О раннем и среднем протерозое в целом можно только говорить как о периоде накопления мощных преимущественно геосинклинальных толщ.

Начиная с позднего протерозоя страницы геологической летописи, запечатленные в геологических формациях, становятся более ясными. Пространственное распределение верхнепротерозойских формаций позволяет выявить наличие в это время равнохарактерных тектонических элементов. На западе раскинулся крупный консолидированный массив, на котором отлагались осадки кварцито-песчаниковой формации; такой же, но меньших размеров, массив находился севернее оз. Балхаш, а между ними располагался прогиб эвгеосинклинального типа (рис. 53). На основе этих крупнейших структурно-фациальных зон в дальнейшем развились каледонские мио- и эвгеосинклинали [28].

В течение раннего палеозоя всю территорию занимала геосинклинальная область, для которой было типично наличие крупных блоков комплекса основания и узких геосинклинальных прогибов, закладывавшихся вдоль зон глубинных разломов трех преобладающих направлений — северо-западного, меридионального и субширотного. Эти особенности во многом предопределили дальнейший ход развития геосинклинали и в значительной мере обусловили структурный план возникшей на ее месте складчатой области.

В прогибах накапливались вулканогенно-осадочные толщи громадной мощности, в составе которых участвуют все типы геосинклинальных формаций — от спилит-кератофировой и аспидной до молассовой (последняя — только в верхнем ордовике западных районов). В геантиклинальных поднятиях отмечается сокращенная мощность соответствующих отложений, а на западе, где в это время достаточно четко обособились геантиклинальные структуры типа срединных массивов (Кокчетавский и, вероятно, небольшой Улутауский), эти отложения вообще отсутствуют. Накопление осадков происходило в очень неспокойной тектонической обстановке, сопровождалось складкообразованием и неоднократными поднятиями, в разрезах отмечаются перерывы, несогласия и мощные толщи конгломератов.

Осадкообразование сопровождалось и в большой мере обуславливалось энергичной вулканической деятельностью, то постепенно затухавшей, то вспыхивавшей с новой силой. Подводному и наземному излиянию лав сопутствовало внедрение интрузивных массивов и образование связанных с последними медных и золоторудных месторождений. В первой половине раннего палеозоя это были преимущественно ультраосновные и основные породы геосинклинального типа, в большинстве своем четко приуроченные к зонам глубинных разломов, но в пределах Кокчетавского массива имеющие платформенный характер. Позже состав магмы

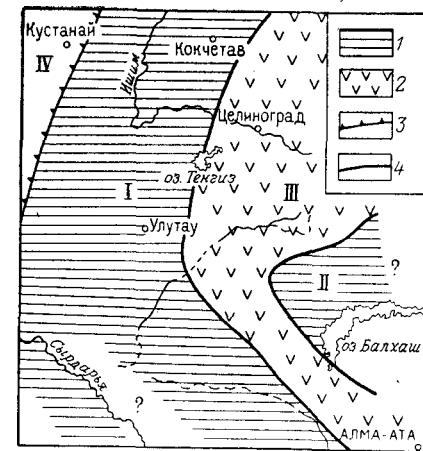


Рис. 53. Палеотектоническая схема Центрального Казахстана позднерифейского времени (по Ю. А. Зайцеву).

1 — консолидированные массивы, для которых характерно распространение кварцито-песчаниковой формации; 2 — эвгеосинклинали; 3 — предполагаемая западная граница Кокчетавско-Муонкумского консолидированного массива; 4 — границы тектонических зон. I — Кокчетавско-Муонкумский массив; II — Балхашский массив; III — Еременьтауско-Чулийская эвгеосинклиналь; IV — геосинклиналь Урала

изменяется: в ордовике наряду с основными и ультраосновными появляются средние породы.

В конце раннего палеозоя в западных районах произошли особенно энергичные складкообразовательные движения и затем поднятие всей этой части геосинклинальной области, превратившейся в складчатую страну. Поднятия сопровождалась внедрением крупных гранитоидных массивов крыккудукского и чатыркульского комплексов. В результате западная часть Центрального Казахстана в конце раннего палеозоя обособилась в качестве зоны ранней консолидации, играющей роль срединного массива внутри палеозойской Урало-Сибирской геосинклинальной области, располагавшейся между Русской и Сибирской платформами. Таким образом, уже на ранних этапах становления казахстанские каледониды имели специфический характер и существенно отличались от каледонских складчатых сооружений Сибири.

Начало среднепалеозойского этапа знаменовалось закреплением резких различий в ходе геологических процессов, благодаря которым Центральный Казахстан уже в конце раннего палеозоя был разделен на две части: западная его часть в силуре была областью устойчивых поднятий, тогда как в восточной сохранился геосинклинальный режим.

Развитие геосинклинальной области на востоке характеризовалось резко выраженными дифференциальными движениями, происходившими на фоне ее общего погружения. В участках наиболее энергичных прогибаний в центральной части этой области накапливались многокилометровые геосинклинальные формации, но в краевых частях, примыкавших к консолидированному срединному массиву, отмечается вырождение геосинклинального режима (Чу-Илийские горы, северо-восточные районы Центрального Казахстана). Здесь в конце силура произошли особенно энергичные складкообразование и поднятия. Эти районы причленились к раннепалеозойскому ядру, в результате чего каледонская зона консолидации расширилась и приобрела дугообразную форму. Крупное поднятие геоантиклинального типа возникло в конце этого периода в области Чингиза.

В дальнейшем, уже в герцинском этапе, это поднятие разделяло две геосинклинальные системы — Джунгаро-Балхашскую и Обь-Зайсанскую. Развитие их до конца верхнего палеозоя происходило по сходному плану, однако существенно различалось в деталях. Продолжительность геосинклинального режима в разных частях Джунгаро-Балхашской системы была неодинаковой: в одних пунктах главный геосинклинальный этап завершился в результате визейских тектонических движений (Токрауский синклиний), в других продолжался до среднего карбона (некоторые структуры Джунгарии) и, наконец, в третьих он закончился только в ранней перми (Балхашский антиклинорий). В соответствии с этим находится и разная продолжительность заключительного этапа, на протяжении которого накапливались мощные

вулканогенные формации андезит-липаритовой группы, а также разнообразные молассы. Эти формации в одних случаях (Джунгария) резко несогласно наложены на ранее сформированные структуры, в других (Северное Прибалхашье) — выполняют прогибы, наследующие синклинии [26]. Следует отметить, что возникающая на месте Джунгаро-Балхашской геосинклинали складчатая система не представляла собой высокогорной области [22].

Обратимся теперь к очень своеобразно протекавшему в герцинском этапе развитию казахстанских каледонид. В начале девона в пограничной зоне между консолидированным каледонским массивом и расположенной восточнее геосинклинальной областью образовалась сложная, дугообразно вогнутая на восток система разломов, с которыми были связаны многочисленные вулканы. Активная их деятельность на протяжении ранне- и среднедевонской эпох привела к формированию краевого вулканического пояса. Четкая тектоническая граница, разделяющая каледонские и герцинские сооружения, подтверждается геофизическими данными: между ними прослеживается довольно узкая зона, в которой наблюдается сильное изменение значений ускорения силы тяжести, фиксирующих наличие резкой гравитационной ступени. Вероятно, что многие специфические особенности строения и развития Карагандинской впадины, сближающие ее то с каледонскими, то с герцинскими структурами, находятся в связи с ее положением в зоне глубинного разлома.

Каледонский срединный массив был также разбит системой разломов, особенно многочисленных в области Сарысу-Тенизского поднятия. По ним происходили энергичные движения с накоплением в грабен-синклиналях многокилометровых толщ, причем в течение первой половины девона это были наземные вулканогенные продукты, а во второй половине периода — грубые терригенные породы. Достаточно активной была в это время и интрузивная деятельность, в результате которой были сформированы девонские гранитоиды. Энергичные движения продолжались в раннем карбоне и позже, когда в прогибание были вовлечены соседние участки и были сформированы Тенизская и Джезказганская впадины. Для тектоники этих впадин типично развитие глыбовых дислокаций — пологих мульд и корчатых антиклиналей, куполов и флексур, что сближает их с крупными межгорными впадинами сибирских каледонид.

Выше было отмечено, что большая часть средне-позднепалеозойского этапа развития сибирских каледонид характеризовалась геотектоническим режимом, который нельзя назвать ни типично платформенным, ни типично геосинклинальным. Существование подобного режима и возникающих в результате структурных элементов, имеющих в известном смысле промежуточный характер между геосинклиналями и платформами, давно уже отмечалось многими геологами. На примере именно казахстанских каледонид А. А. Богданов предложил ввести в геологическую науку понятие

об орогенном этапе развития как «равноправном» геосинклинальному: орогенный этап приходит на смену геосинклинальному и уже затем сменяется платформенным. Для орогенного этапа, по мнению этого ученого, особенно характерно развитие сначала порфировой формации и гранитов, а позже — горообразовательных движений, германотипных дислокаций и моласс [27]. Однако «орогенный этап», как мы увидим в дальнейшем, не только может следовать за геосинклинальным, но и иметь самостоятельное значение, в связи с чем могут быть выделены орогенные области разного типа [60-1]. К более подробной характеристике подобных структур удобнее будет обратиться позже.

Мезозойско-кайнозойский этап развития из-за значительных пробелов в геологической летописи может быть охарактеризован только в самых общих чертах. Осадки раннего мезозоя известны кое-где по периферии Центрального Казахстана, а внутри него — только в Карагадинской и Майкюбинской впадинах. Прогибания были незначительными и завершились в позднеюрское время слабыми складкообразовательными движениями. Позднемезозойские движения были еще более слабыми. В целом для всего региона в течение мезозоя характерна общая тенденция к воздыманию, на фоне которого происходили слабые опускания отдельных участков, в большинстве случаев наследовавшие позднепалеозойские прогибы.

Значительно более резкие и контрастные движения испытали юго-восточные районы в неогене — антропогене. Этап активизации тектонических движений приходится на конец олигоцена — начало миоцена, когда на фоне слабых нисходящих тектонических движений произошло общее усиление их интенсивности и дифференцированности [60]. В позднем плиоцене — раннем антропогене здесь сформировались высокие горные хребты и разделяющие их глубокие межгорные впадины. Особенно энергичные глыбовые перемещения отмечаются в Джунгарском Алатау, входящем в систему грандиозных новейших поднятий сводового типа, охватывающих прилегающие районы Средней Азии и Алтае-Саянской горной страны. Движения эти происходили по системе преимущественно широтных молодых разломов и подновленных древних структурных швов.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Западно-Сибирская плита представляет собой молодую платформу с обычным для этого типа структур двухъярусным строением. Складчатый ее фундамент сложен палеозойскими и отчасти докембрийскими породами, а верхний структурный этаж — спойно залегающими отложениями мезозоя и кайнозоя. Геоморфологически плите почти целиком отвечает огромная Западно-Сибирская низменность. С запада и юга она ограничена складчатыми сооружениями Урала, Центрального Казахстана и Алтае-Саян-

ской горной страны, с востока к ней примыкает Сибирская платформа, а на севере она постепенно погружается под воды Карского моря. На юго-западе низменность сливается через Тургайский «пролив» с равнинными пространствами Арало-Каспийского бассейна, а северо-восточное ее ответвление — Таймырская низменность — доходит до Хатангского залива. Южная часть Тургайского «пролива» и восточная часть Таймырской низменности в данном разделе не рассматриваются, так как они не входят в состав Западно-Сибирской плиты.

Большая часть Западно-Сибирской низменности в бассейнах рек Оби, Иртыша и Енисея относится к типу озерно-аллювиальных и аллювиальных плоских болотистых равнин. Рельеф всей этой территории крайне однообразный, сильно выположенный, плосковолнистый, с абсолютными отметками от 100 до 140 м. Местами отмечаются низкие протяженные гряды с превышениями всего 20—30 м и отдельные плоские возвышенности. В южной части находится огромное количество небольших пресных и соленых озер, занимающих котловины, а севернее располагаются обширные, местами труднопроходимые заболоченные пространства. Северная часть низменности имеет характер ледниковой аккумулятивной равнины, в пределах которой широкие долины чередуются с холмистыми водораздельными пространствами высотой до 200 м, с массой развитых на них озер и болот. Прибрежная часть низменности представляет собой плосковолнистую морскую равнину с высотами всего до 80 м.

Большая часть Западно-Сибирской низменности покрыта болотами и тайгой. На севере тайга переходит в тундру, а на юго-востоке в обширные степи — Барабинскую и Кулундинскую.

Строение Западно-Сибирской плиты освещалось в работах А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, М. К. Коровина, Д. В. Наливкина и других ученых, однако систематические геологические исследования этой огромной территории начались только в 50-х годах. Здесь были, в частности, развернуты широкие геофизические исследования и началось планомерное бурение опорных и глубоких разведочных скважин, в результате чего были открыты первые газовые и нефтяные месторождения. В проведении геологических работ принимали участие коллективы ряда производственных организаций Западной Сибири и различных научных учреждений. Среди геологов, внесших значительный вклад в дело изучения рассматриваемой территории, находятся Ф. Г. Гурари, В. П. Казаринов, М. К. Коровин, Ю. К. Миронов, В. Д. Наливкин, Т. И. Осыко, Б. А. Петрушевский, Л. Я. Проводников, Н. Н. Ростовцев, В. Н. Сакс, Т. Н. Симоненко, В. Н. Соболевская, В. С. Сурков, А. А. Трофимук, Н. П. Туаев, Н. Г. Чочиа, Ю. Г. Эрвье и многие другие.

В соответствии с принятым планом рассмотрения платформенных областей сначала будут описаны образования нижнего структурного этажа (фундамента), а затем — платформенного чехла.

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Стратиграфия и магматизм

Фундамент Западно-Сибирской плиты обнажается только по ее периферии — в окружающих палеозойских складчатых сооружениях и прилегающей части Сибирской платформы; во внутренних частях плиты он вскрыт большим количеством глубоких скважин [40]. Отложения, предположительно относящиеся к протерозою, вскрыты главным образом в периферических частях плиты и представлены разнообразными метаморфическими сланцами, биотитовыми, биотит-роговообманковыми и другими гнейсами. Возраст их устанавливается на основании сходства с соответствующими образованиями складчатого обрамления. В краевых частях плиты выявлены также отложения кембрия, ордовика и силура (разнообразные вулканы, терригенные и карбонатные породы), причем их возраст определяется в большинстве случаев условно, по аналогии с прилегающими участками складчатого обрамления. Наиболее широко распространены отложения девонской системы, выраженной разнообразными формациями. Состав их довольно пестрый — это песчаники, алевролиты, аргиллиты и вулканогенные породы — эффузивы разного состава, туфы и туффиты, туфопесчаники и туфоконгломераты и др. Возраст отложений определяется на основании остатков криноидей, радиолярий, спор и пыльцы. Все эти породы в большинстве случаев сложно дислоцированы, заметно метаморфизованы и обнаруживают большое сходство с соответствующими по возрасту толщами, обнажающимися в расположенных неподалеку складчатых сооружениях.

Многие скважины вскрыли также верхнепалеозойские отложения — глинистые и другие сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты, карбонатные и вулканогенные породы. В них встречены растительные остатки, обломки раковин брахиопод и мшанки, позволяющие довольно уверенно относить содержащие их породы к верхнему палеозою, а в ряде случаев выделить среди них каменноугольные и пермские отложения и даже произвести более дробное их расчленение. Так, Чулымской опорной скважиной вскрыта почти полукилометровая монотонная песчаносланцевая толща карбона, в которой выделены свиты и горизонты, довольно уверенно сопоставляющиеся с соответствующими стратиграфическими единицами Кузнецкой и Минусинской впадин.

В составе фундамента плиты существенную роль играют интрузивные породы, вскрытые многочисленными скважинами [40]. Наиболее широко представлены нормальные граниты — массивные, гнейсовидные, порфириовидные, а также плагиограниты, гранодиориты, кварцевые монзониты, щелочные граниты. Цифры их изотопного возраста значительно варьируют — от 925 до 205 млн.

лет. В восточной части плиты гранитоидов мало, но широко представлены интрузии основного состава — габбро, габбро-пориты, габбро-диабазы, а также ультрабазиты.

Строение фундамента

Еще до начала широких геофизических исследований и до получения обширных данных опорного и разведочного бурения многие ученые составляли тектонические схемы, на которых была изображена структура фундамента плиты. Эти схемы сводятся к трем основным типам, согласно которым фундамент сложен: 1) докембрийскими и палеозойскими складчатыми сооружениями; 2) палеозойскими — каледонскими и герцинскими складчатыми сооружениями; 3) герцинскими складчатыми сооружениями. Некоторые из предложенных схем отличаются большой сложностью и включают многочисленные тектонические элементы, которые, однако, нередко выделяются на основании недостаточных фактических данных.

За последние 10—15 лет было получено огромное количество новых данных и в связи с этим предложены многочисленные варианты тектонического строения фундамента [40; 106]. Многие схемы отличаются большой сложностью и сильно расходятся в оценке как места и распространения разновозрастных складчатых комплексов, так и их геологических взаимоотношений; вместе с тем некоторые заключения можно считать достаточно достоверными.

Твердо установлена гетерогенность фундамента: в его строении участвуют складчатые сооружения разного возраста — от байкальских (на востоке) до герцинских, среди которых, по-видимому, в виде относительно небольших глыб находятся остатки раздробленного комплекса основания, имеющие характер срединных массивов.

В западной части плиты единодушно выделяется меридиональный участок, примыкающий к Уралу, сложенный герцинидами. К северу от Центрального Казахстана распространены каледонские складчатые сооружения, а в Чулымо-Енисейском районе наряду с каледонидами большая роль принадлежит байкалидам. Широкое участие герцинид предполагается большинством исследователей в центральных районах плиты. Сложно изогнутая полоса герцинид, слагающих Томь-Колыванскую складчатую зону, протягивается на юг, где она соединяется со складками Алтая, а также на север — вдоль долины р. Оби; в северо-восточной части плиты складчатые сооружения этого возраста предположительно могут быть выделены на основе некоторых геологических и геофизических данных. Об этих погребенных герцинидах упоминалось выше, при описании Сибирской платформы и Таймырской складчатой области. Не исключена возможность, что в центральной части плиты (восточнее г. Ханты-Мансийска) залегает докембрийская

глыба, выделяемая рядом исследователей под наименованием Тоболии. Геофизические данные позволяют также предполагать, что в северной части плиты фундамент местами также сложен

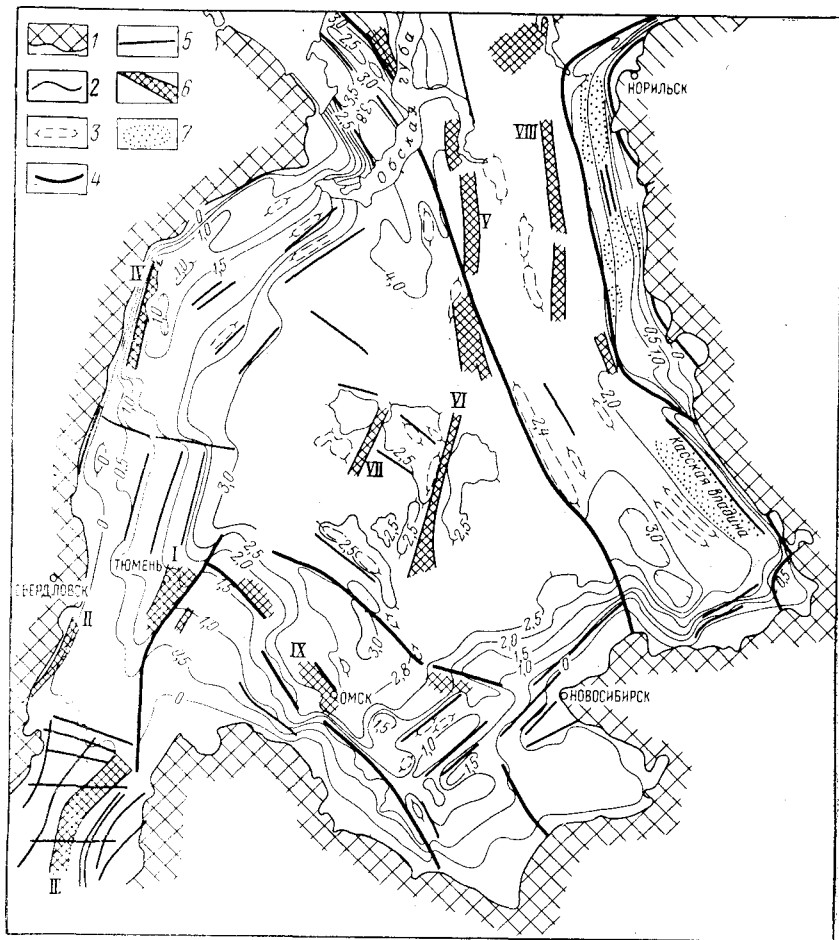


Рис. 54. Схема строения поверхности складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты (по В. Н. Соболевской).

1 — границы распространения отложений платформенного чехла; 2 — стратиграфические границы по подошве мезозойско-кайнозойского чехла; 3 — локальные куполовидные и брахиантиклинальные структуры чехла; 4 — глубинные разломы; 5 — прочие разломы; 6 — тафросинклинали и депрессии, выполненные отложениями пермо-триаса и триаса; 7 — впадины, выполненные палеозойскими молассовыми отложениями. Тафросинклинали: I — Тюменская, II — Челябинская, III — Кушмурунская, IV — Ляпинская, V — Уренгойская, VI — Колтогорская, VII — Сургутская, VIII — Худосеевская, IX — Омская

складчатым докембрием, а на нем залегают палеозойские осадки платформенного типа.

Интересной особенностью фундамента является его двухъярусное строение. Сопоставление магнитных и гравитационных дан-

ных показывает, что наряду со сложно дислоцированными и значительно метаморфизованными породами преимущественно нижнего и среднего палеозоя в фундаменте имеются участки сравнительно слабо дислоцированных и почти не метаморфизованных «полуплатформенных» осадков верхнего, отчасти также среднего палеозоя, выполняющие впадины типа Кузнецкой или Минусинской. Наличие таких структур подтверждено бурением в Чулымо-Енисейском районе, где обнаружена крупная впадина этого типа — Касская, а также ряд более мелких, расположенных севернее.

Геофизические данные позволяют наметить существование зон крупных разломов по периферии плиты и в центральных ее частях. Такие зоны, достигающие протяженности в несколько сотен километров, фиксируются линейно вытянутыми интенсивными положительными магнитными и гравитационными аномалиями, вызванными внедрением вдоль этих зон магмы основного состава. Кроме крупных разломов фундамент плиты рассечен сетью многочисленных более мелких разрывных нарушений, в значительной мере обуславливающих довольно сложный его рельеф. Для выявления рельефа поверхности фундамента использованы данные различных геофизических методов, которые подкреплены материалами бурения. К настоящему времени уже составлена целая серия схематических карт, которые несмотря на то, что в деталях они довольно сильно отличаются, отражают общую картину сложного строения фундамента [40, 106]; одна из таких карт приводится на рис. 54.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Стратиграфия

В строении платформенного чехла плиты принимают участие два разновозрастных комплекса, резко различающихся по структурному положению. Первый из них включает в основном триасовые отложения и связан с грабенообразными структурами, которые часто называют тафрогенами; он относится одними исследователями к фундаменту, другими — к чехлу, а третьими выделяется в виде особого «переходного комплекса». Поскольку впадины тафрогенного типа во многом сходны с авлакогенами древних платформ, мы рассматриваем выполняющие их отложения в составе платформенного чехла. Второй комплекс включает отложения от лейаса до антропогена и формирует настоящий платформенный чехол.

Первый комплекс вскрыт скважинами в северной части Тургайского прогиба и представлен эффузивно-осадочной толщей, которая на основании фауны пелеципод, остракод и рыб относится к триасу или пермо-триасу. Сложена она аргиллитами, алевролитами и песчаниками с покровами основных эффузивов и имеет видимую мощность около 1 км, однако по геофизическим данным мощность ее намного больше.

Очень похожий осадочно-вулканогенный комплекс, который называют туринской серией, вскрыт севернее Тюменской опорной скважиной, а также обнаружен во многих других пунктах плиты [106; 65]. В частности, в низовьях Енисея — в районе Усть-Порта эффузивно-терригенная толща имеет мощность более 1 км и сложена аргиллитами, песчаниками, туффитами и туфопесчаниками с пластообразными залежами основных эффузивов.

В юго-западной части плиты выявлено несколько впадин такого же типа, как Челябинская, охарактеризованная при описании Уральской складчатой системы. Существенно песчано-сланцевая угленосная челябинская серия, выполняющая эти впадины, относится к верхнему триасу — нижнему ледясу.

Второй из названных выше комплексов, образующий повсеместно развитый платформенный чехол плиты, литологически очень однообразен, но фациально разнохарактерен. Несмотря на то, что большая часть поверхности плиты покрыта отложениями антропогена, сейчас уже можно дать более или менее полную литолого-стратиграфическую характеристику пород верхнего структурного этажа. Это оказалось возможным благодаря большому объему опорного и глубокого разведочного бурения, произведенного в последние годы. Следует, однако, отметить, что плохая фаунистическая охарактеризованность отложений, наличие большого количества континентальных осадков и значительная фациальная изменчивость отдельных частей разреза зачастую сильно осложняют корреляцию толщ, развитых в разных районах. К настоящему времени разными исследователями предложено несколько стратиграфических схем, выделено большое количество свит, однако здесь мы ограничимся обобщенной характеристикой стратиграфии мезозоя — кайнозоя по системам.

Юра. Полный разрез морских юрских отложений вскрыт скважинами в *Устьенисейской впадине*. В нижней части развитой здесь терригенной толщ залегают глины, аргиллиты, алевролиты и песчаники с фауной пелеципод, которая дает возможность выделить отложения от среднего ледяса до байоса, имеющие общую мощность 500—750 м. Бат сложен песчано-сланцевой угленосной толщей около 140 м с растительными остатками и фораминиферами. В составе верхнеюрских отложений на основании фауны аммонитов, белемнитов и пелеципод выделяются все ярусы. Сложены они алевролитами и глинами с подчиненными песчаниками, иногда глауконитовыми, с тонкими прослоями мергелей и известняков в верхней части разреза. Местами отложения оксфорда и кимериджа отсутствуют. Мощность верхней юры доходит до 500—600 м.

Резко отличный фациальный комплекс обнажается на юго-восточной окраине плиты — в Чулымо-Енисейском районе, где он в связи с угленосностью изучался многими исследователями. Юра здесь четко делится на три свиты — нижнюю и верхнюю угленосные и среднюю безугольную. Нижняя свита (около 100 м)

сложена в западной части района аргиллитами и алевролитами с прослоями углистых сланцев и пластами бурых углей. Восточнее — в Красноярском угленосном районе, в нижней части свиты залегают конгломераты, галечники и песчаники. Спорово-пыльцевые комплексы, в которых преобладает пыльца голосеменных растений, устанавливают раннеюрский возраст свиты. Вышележащая безугольная свита сложена песчаниками с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов в западной части района, а на востоке также конгломератов и гравелитов. Мощность свиты 126—175 м. В спорово-пыльцевых комплексах существенную роль играют споры папоротниковых, отчасти плауновых и хвощей, которые вместе с изменением состава пыльцы хвойных растений позволяют отнести безугольную свиту к средней юре. Верхняя угленосная свита мощностью от 350 до 450 м состоит из чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов и содержит в разных районах от 8 до 18 пластов угля, один из которых достигает мощности 12—17 м. Возможно, что верхняя часть разреза, нередко обособляемая в самостоятельную свиту, относится уже к верхней юре, так как в ней наряду со среднеюрским спорово-пыльцевым комплексом содержатся остатки голосеменных растений, наиболее характерные для верхнего отдела — *Ginkgo parva*, *Pinus pernobilis*.

Во *внутренних частях* плиты юра вскрыта многими опорными и глубокими разведочными скважинами и представлена двумя фациальными комплексами осадков — континентальным и морским. Первый, содержащий споры и пыльцу нижней и средней юры, представлен толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин, нередко с сидеритовыми стяжениями и пластами углей. Мощность этих отложений, которые во многих пунктах выделяются под наименованием тюменской свиты, местами превышает 500 м, но бывает значительно меньше. В некоторых скважинах выше залегают также континентальная красноцветная толща, состоящая из песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью от нескольких десятков метров до 160 м. В бассейне р. Тобол в верхней части среднеюрских отложений заметную роль играет туфогенный материал. Второй фациальный комплекс морской. Он также имеет песчано-глинистый состав, но содержит довольно богатую фауну аммонитов и других организмов, по которым выделяются все ярусы верхней юры. Мощность отдела вместе с нижним валанжином, с которым он составляет единое целое, колеблется в пределах от нескольких десятков метров до 300 м.

В *краевых частях* плиты, особенно на юге, отложения верхней юры отсутствуют или замещаются континентальными осадками. Некоторые исследователи считают, что на обширных пространствах северной половины плиты место нижнего континентального комплекса занимают морские отложения, мощность которых оценивается цифрами от 200 до 1000 м.

М е л. Нижнемеловые отложения, в которых выделяется много свит с местными наименованиями, обнажаются на поверхности в юго-восточной части плиты, а на остальной ее территории вскрыты скважинами.

Валавжин всюду представлен в морских литофациях, занимающих почти те же площади, что и верхняя юра, но в готеривский век область развития морских отложений резко сужается. Он сложен однообразными по составу терригенными породами — аргиллитами и глинами, алевролитами и песчаниками мощностью от 250 до 600—700 м и более. В них встречены пелециподы *Aucella* и *Tollia*, аммониты, белемниты и т. д. Отложения баррема, апта и альба (отчасти также готерива) на большей части рассматриваемой территории представлены терригенными континентальными отложениями. Морские песчано-глинистые отложения апта и альба занимают примерно такие же площади, что и готеривские — в западных районах плиты. В северо-западной ее части имеются также отложения баррема, представленные в прибрежно-морских и лагунных литофациях. На востоке развиты преимущественно угленосные отложения, нередко с конгломератами в основании. В Устьенисейской впадине в них содержатся пласты угля мощностью до 6 м. Мощность красноцветных отложений готерива — баррема на юге достигает 500—700 м, а апта и альба в западной части плиты 400—500 м.

Верхний мел относительно широко развит на поверхности в восточной части плиты, отдельные разобщенные его выходы известны на северо-западе, а в других районах он вскрыт скважинами. Сеноман на востоке представлен песками и рыхлыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов мощностью до 300 м и содержит остатки обугленной древесины, растительный детрит и маломощные пласты бурого угля. На юге эти отложения сменяются красноцветной толщей, а в западных районах — морскими песчано-глинистыми осадками мощностью 400—500 м. Отложения от турона до кампана включительно сложены глинами и аргиллитами, алевролитами, песчаниками и песками. В верхней половине этих отложений мощностью от 150 до 600 м местами появляется значительное количество опоковидных пород, а также глауконитовые песчаники и оолитовые железные руды. В нижней части разрезов обнаружены многочисленные иноцерамы и другая фауна турона, а выше — сантона и кампана. Маастрихт представлен известковистыми глинами и мергелями мощностью до 200 м и содержит фауну устриц и белемнитов. На северо-западе плиты он сложен известковистыми глинистыми осадками, а в Устьенисейской впадине — алевролитами и песками с караваями железистых песчаников и линзами крупнозернистых песков и гравелитов. На западной окраине плиты в ряде мест обнажены темно-коричневые глины мощностью до нескольких десятков метров, содержащие наутилоидеи датского яруса.

П а л е о г е н. В основании разрезов, изученных в естествен-

ных обнажениях и по кернам многочисленных опорных и разведочных скважин, залегает талицкий горизонт, относящийся к палеоцену. В центральных и северных районах этот горизонт сложен темно-серыми глинами, на западе, близ Урала — диатомитами и аргиллитами с марганцевыми рудами, а местами также кварц-глауконитовыми песчаниками. В восточных и южных районах развита песчано-глинистая континентальная толща. Мощность отложений этого возраста в среднем 100 м. К эоцену относятся широко распространенные породы люлинворской свиты, которая в типичном виде представлена в разрезах Тюменской, Уватской и Ханты-Мансийской опорных скважин. Для нижней ее части особенно характерно развитие опоковидных глин и аргиллитов, переходящих в опоки, а вверху развиты зеленые глауконитовые аргиллиты и глины. Возраст свиты устанавливается на основании комплекса радиолярий и фораминифер. В краевых частях плиты к эоцену относится толща глауконитовых песчаников, особенно широко развитых на юго-западе. Мощность эоценовых отложений (за исключением верхней их части) постепенно увеличивается от 50—100 м в краевых частях плиты до 200—240 м в центральных районах. Верхняя часть эоцена и нижний олигоцен выделяются на западе в качестве чеганской свиты мощностью от 12—15 м в периферических частях плиты и до 150—175 м в центральных районах. Свита эта литологически выражена зеленоватыми пластичными глинами с линзообразными прослоями сидеритов, многочисленными включениями марказита и стяжениями фосфорита, а местами содержит прослой грубозернистых песчаников. Возраст ее определен на основании богатой фауны фораминифер, остракод и моллюсков. По направлению к югу и востоку эта свита замещается преимущественно песчаными осадками континентального происхождения. Средний и верхний олигоцен сложены континентальными песчано-глинистыми осадками, местами с многочисленными прослоями лигнита, и имеют мощность до 250 м.

Таким образом, длительный этап морской седиментации, начавшийся в пределах плиты в поздней юре, почти непрерывно продолжался до раннего олигоцена. После этого на рассматриваемой территории установился устойчивый континентальный режим.

Н е о г е н. Неогеновые отложения занимают обширные площади в южных районах плиты, а севернее скрыты под покровом антропогеновых осадков. Миоцен и нижний плиоцен многими исследователями объединяются с континентальными осадками олигоцена в единую толщу, разделенную на ряд свит. Мощность толщи изменяется от нескольких метров до 350—400 м. Неогеновая ее часть сложена внизу зеленоцветными песчано-глинистыми осадками, часто с гипсом, а вверху — красноцветными песчано-глинистыми образованиями. Верхи плиоцена представлены зеленовато-серыми глинами, мергелями и песками мощностью в первые десятки метров с остатками остракод, моллюсков

и млекопитающих — *Hipparion*. По новым данным, северная часть плиты в позднем плиоцене была захвачена морской трансгрессией.

А н т р о п о г е н. Отложения антропогена покрывают большую часть плиты, имеют мощность от нескольких десятков метров до 100—200 м и представлены осадками различных генетических типов. Довольно широким развитием, особенно в северной половине плиты, пользуются ледниковые отложения — валунные суглинки и остатки перемытой морены в виде скоплений валунов, а также флювиогляциальные и эоловые пески, лёссовидные супеси и суглинки. В отношении числа оледенений, а также их типа (материковое или горно-долинное) среди геологов нет единого мнения. Многие исследователи признают только двукратное оледенение, тогда как другие считают, что ледниковых эпох было несколько. Межледниковые отложения представлены очень разнообразно: выделяются озерно-речные и озерно-болотные суглинки и пески, морские глины, суглинки и пески с пелечиподами, аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения двух надпойменных террас, погребенные торфяники и т. д. Отложения современного отдела представлены песками, суглинками и илами.

Тектоника

Западно-Сибирская плита представляет собой гигантскую впадину, конфигурация и внутреннее строение которой в значительной мере определяются системами крупных зон разломов в фундаменте северо-восточного и северо-западного простираний. В ней выделяется наиболее погруженная внутренняя часть, опущенная на глубину до 3 км, для которой типичны сравнительно небольшие градиенты мощностей осадков и краевые зоны, характеризующиеся более резко выраженным рельефом фундамента на фоне общего их наклона к внутренней части впадины. Граница между этими двумя зонами приблизительно проводится по изогипсе 2000 м (рис. 55).

Наиболее древними структурами платформенного чехла можно считать многочисленные грабенообразные впадины — тафрогены, вытянутые в северо-западном и северо-восточном направлениях (см. рис. 54). Расположение их контролируется разломами, расчленяющими фундамент на ряд блоков. Самые крупные среди них — Кушмурунская, Тюменская, Колтогорская, Уренгойская впадины. Их присутствие в залегающих выше отложениях выражается как отрицательными, так и положительными структурными формами — депрессиями или валами [106]. Внутреннее строение этих структур хорошо иллюстрируется на примере Челябинской грабен-синклинали, описанной в первом томе данной работы.

Краевые части плиты на западе и востоке отделены от структур центральной ее части зонами разломов и представляют собой моноклизы — Зауральскую и Приенисейскую. Они осложнены

рядом ступеней и уступов, разделенных флексурами, а также брахиформными поднятиями типа плакантиклиналей (рис. 56).

Во внутренней части плиты выделяется несколько синеклиз, которые обычно не имеют четких границ и обладают наклоном крыльев всего до 20—30'. Эти синеклизы, которые большинство сибирских геологов предпочитают называть впадинами, отвечают крупным депрессионным участкам в фундаменте плиты. Наиболее крупная и сложная по своим очертаниям синеклиза — *Обско-Тазовская* — занимает бассейн рек Надыма, Пура и Таза, а севернее — почти весь Гыданский полуостров. На северо-востоке она дает ответвление в виде Устьенисейской впадины, а на юго-востоке продолжается в виде узкого Ларьякского прогиба далеко вдоль Оби, почти до впадения в нее Чулыма. Здесь она кулисообразно замещается *Чулымской* синеклизой, осложняющей юго-восточную часть Приенисейской моноклизы; между этой последней и Ларьякским прогибом протягивается в северо-западном направлении Пыль-Караминский вал. В бассейне Оби и Иртыша располагается *Ханты-Мансийская* синеклиза, соединяющаяся в верховьях р. Казыма с Обско-Тазовской синеклизой. В бассейне нижнего течения Иртыша протягивается в северо-западном направлении *Омская*, или *Нижнеиртышская*, синеклиза, отделенная седловиной от Ханты-Мансийской.

Внутреннее строение всех упомянутых выше отрицательных структур изучено слабо, и поэтому мы остановимся для примера

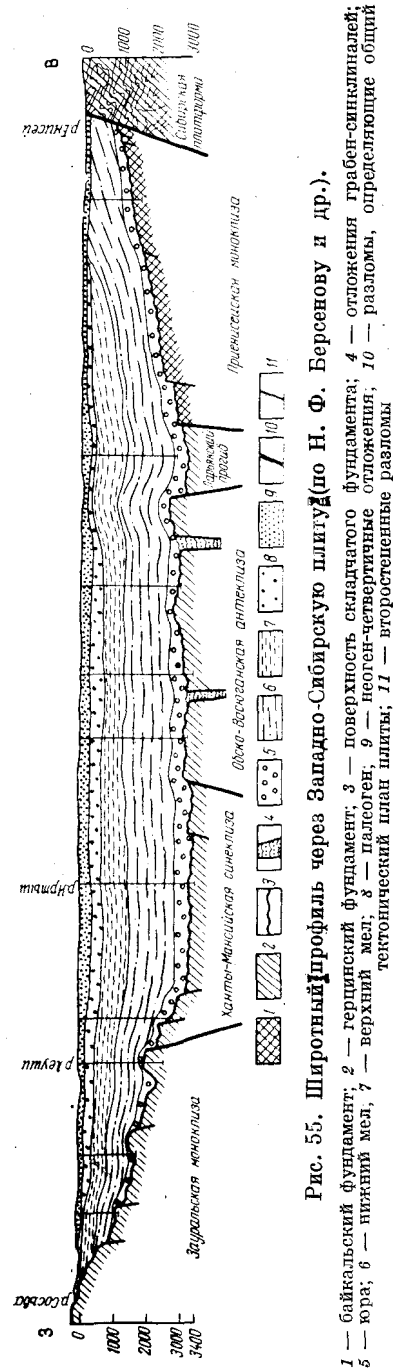


Рис. 55. Широтный профиль через Западно-Сибирскую плиту (по Н. Ф. Берсенову и др.). 1 — байкальский фундамент; 2 — третичный фундамент; 3 — поверхность складчатого фундамента; 4 — отложения грабен-синклиналей; 5 — юра; 6 — нижний мел; 7 — верхний мел; 8 — палеоген; 9 — неоген-четвертичные отложения; 10 — разлом; 11 — вгрозщенные разломы тектонического плана плиты.

на рассмотрении лишь одной из них. Устьенисейская (Пясинская) впадина протягивается в субширотном направлении между северо-западным углом Сибирской платформы и юго-западной окраиной

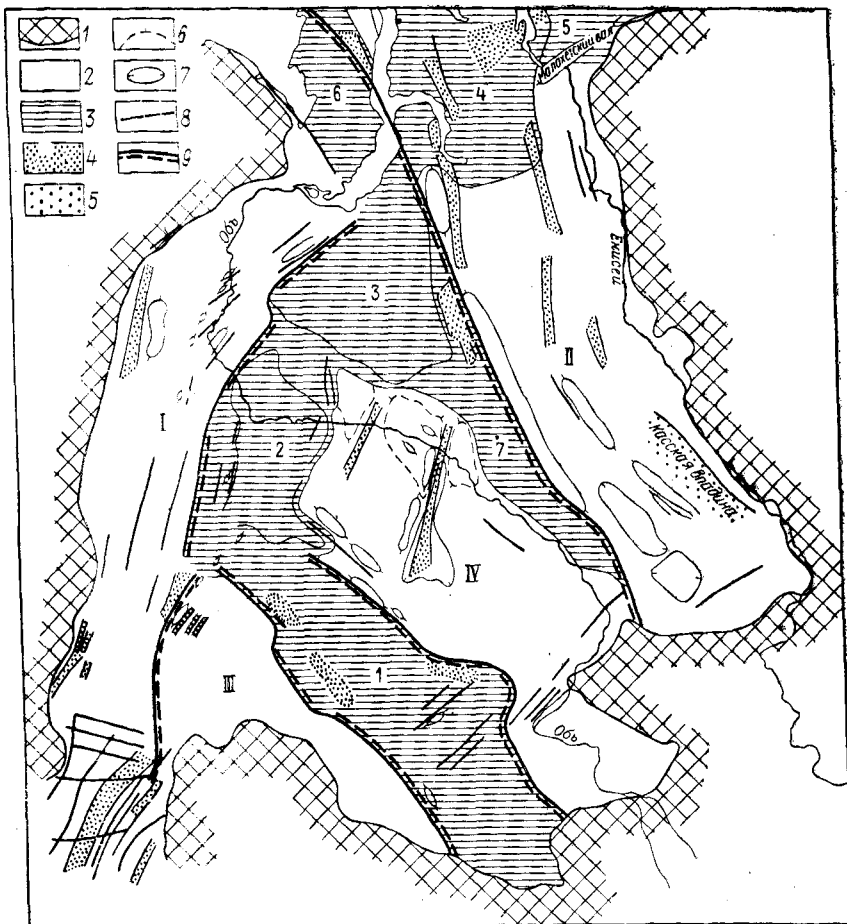


Рис. 56. Тектоническая схема Западносибирской плиты (по В. Н. Соболевской).

1 — граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла; 2 — положительные структурные элементы первого порядка: I — Зауральская моноклиза, II — Приенисейская моноклиза, III — Вагай-Ишимский выступ, IV — Васюганская антеклиза; 3 — отрицательные структурные элементы первого порядка: 1 — Омская синеклиза, 2 — Ханты-Мансийская синеклиза, 3 — Надымская синеклиза, 4 — Тагавская синеклиза, 5 — Устьенисейская синеклиза, 6 — Байдаракский прогиб, 7 — Ларькинский прогиб, 4 — грабенообразные впадины; 5 — молассы завершающей стадии геосинклинального развития; 6 — структурные элементы второго порядка; 7 — структурные элементы третьего порядка; 8 — разрывные нарушения; 9 — зоны глубоких разломов

Таймырских складчатых сооружений. По геофизическим данным основание впадины опущено на глубину до 4 км вдоль ограничивающих ее с севера и юга зон разломов. На востоке — в районе

рек Горбиты и Янгоды складчатый фундамент залегает близко к поверхности, образуя выступ, разделяющий Устьенисейскую и Хатангскую впадины. Этот выступ, вместе с описанным ранее Тарейским поднятием, представляют собой единую поперечную структуру. Магнитные аномалии имеют здесь запад-юго-западное простирания и протягиваются на запад в центральные части впадины, постепенно приобретая юго-западное направление. По-видимому, в основании впадины прослеживается система палеозойских складок соответствующего простирания, которая соединяется на юго-западе со складками Приенисейской полосы, о чем уже говорилось выше. В западной части Устьенисейской впадины

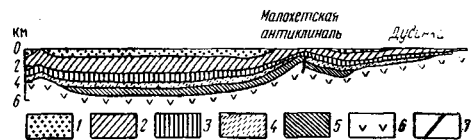


Рис. 57. Схема предполагаемого строения Устьенисейской впадины по разрезу вдоль р. Енисей (по В. Н. Саксу и З. З. Ронкиной).

1 — турон — кампан; 2 — баррем — сеноман; 3 — валажжик-готерив; 4 — верхняя юра; 5 — нижняя и средняя юра; 6 — палеозой и нижний триас; 7 — разлом

выделяется ряд осложняющих структур второго порядка, крупнейшей из которых является Малохетская антиклиналь (рис. 57). Эта четко выраженная складка сундучной формы протягивается на северо-восток от Усть-Порта на расстояние около 120 км. Как показывают данные бурения, углы падения в юрских толщах, слагающих складку, изменяются в пределах от 20—30° до 10°, а в меловых толщах составляют всего 5—10°. Малохетская антиклиналь наследует палеозойскую складку: под юрскими отложениями находятся породы силура, слагающие антиклиналь с падениями в крыльях от 25 до 45°. Свод антиклинали осложнен несколькими небольшими поднятиями — Малохетским, Точинским и другими, разорванными разломами с амплитудой до 150 м. Малохетская антиклиналь является типичной конседиментационной складкой, рост которой происходил в течение юры и мела, но окончательно она сформировалась только после мела. По-видимому, резкое изменение течения Енисей в районе Усть-Порта находится в связи с продолжающимся поднятием складки в антропогене. В северной части Устьенисейской впадины обнаружено еще несколько небольших антиклинальных поднятий. Возможно, что некоторые из них имеют диапировую природу.

Центральная часть плиты занята Васюганским сводом или антеклизой, занимающей междуречье Оби и Иртыша в нижнем течении последнего. Согласно геофизическим данным, антеклиза состоит по крайней мере из двух поднятий, одно из которых

расположено в бассейне р. Васюгана, а другое — северо-западнее; отметки их кровли имеют превышения над соседними синеклизами от 500 до 1500 мм. Вдоль северо-восточного борта антеклизы прослеживается ряд четко выраженных локальных поднятий, представляющих собой нефтеконтролирующие структуры — Сургутское, Нижневартовское, Александровское и др. В южной части антеклизы также выделяется несколько валообразных и куполовидных поднятий.

В западной и южной краевых частях плиты к структурным формам первого порядка относятся своеобразные выступы фундамента в виде полусводов, в одной своей половине покрытые чехлом мезозоя — кайнозоя, а в другой сливающиеся с палеозойским обрамлением. Типичным представителем структур этого типа является *Вагай-Ишимский выступ*, примакающий с запада к Омской синеклизе. В его пределах юра почти отсутствует, а мощность валанжина уменьшается. В северной части выступа выделяются три пологих валообразных поднятия длиной до 100 км, протягивающихся в северо-западном направлении и, в свою очередь, усложненных рядом более мелких поднятий. Такие же небольшие локальные поднятия имеются в восточном борту выступа. К этой категории структур относится также Туринский выступ, сливающийся с восточным склоном Среднего Урала, а также ряд других сходных образований, еще недостаточно изученных.

Наряду с выступами в краевых частях плиты имеются и иные крупные структуры — поднятия и впадины, обычно сильно вытянутые и имеющие сложное внутреннее строение. Протяженность их достигает 500 км при ширине до 100—150 км. К числу относительно хорошо изученных структур этой группы относятся *Северососьвинское поднятие* и *Ляпинская впадина*, протягивающиеся параллельно Уралу в северо-западной части плиты. Первая из этих структур наследует Урало-Тобольский антиклинорий, а вторая — Тагильский синклинорий. Особенно сложное строение Северососьвинское поднятие имеет в районе Березова, где его усложняет ряд небольших поднятий того же типа, как плакантиклиналы на Русской платформе, иногда группирующиеся в цепочки. Амплитуда поднятия по отношению к соседней Ляпинской впадине достигает 800—1000 м, юрские отложения в его пределах отсутствуют или имеют меньшую мощность. Ляпинская впадина интенсивно прогибалась в юре, так как осадки соответствующего возраста развиты в ее пределах в полном объеме. Западная часть впадины осложнена двумя антиклиналями с падениями в западных крыльях до 20—40°, иногда больше, и значительно более пологими падениями в восточных крыльях.

Достаточно уверенно выделяются также валы и структурные ступени, относящиеся к структурам второго порядка. Валы протягиваются на расстояние до 400 км при ширине 40—50 км и представляют собой, как правило, несколько цепочечно или кулисообразно расположенных поднятий третьего порядка с очень поло-

гими крыльями. Валы обычно тесно связаны с выступами фундамента.

Типичным примером структур этого рода является *Полуйский вал*, протягивающийся параллельно Северососьвинскому поднятию к юго-востоку от последнего. Сложное строение имеет *Тобольский вал*, который усложняет западный борт Вагай-Ишимского выступа и представляет собой целую систему локальных поднятий и впадин.

Структурные ступени достигают в длину 300 км и представляют собой террасовидные площадки, наклоненные под углом до 3—4°. Образование их связано с уступообразными погружениями фундамента по крупным разломам, которые находят отражение в осадочном чехле в виде флексур. Особенно четко выраженные структурные ступени (Мальцевская и др.) усложняют Зауральскую моноклизу.

Положительные структуры первого и второго порядка обычно осложнены небольшими локальными поднятиями типа плакантиклиналей. Они выявлены в разных частях плиты и обычно связаны с выступами фундамента, которые облекаются породами чехла. В нижних частях структур падения пластов достигают 2—4° и даже более, а вверху измеряются всего несколькими минутами.

Изменения мощности отложений на своде и крыльях этих поднятий и изменения наклона крыльев показывают, что в большинстве случаев они представляют собой конседиментационные складки, рост которых продолжался в течение длительного периода времени; многие из них были в основном сформированы в юре и мелу, другие продолжали свой рост в кайнозое. В связи с этим необходимо отметить существование еще одного типа структур — погребенных поднятий, имеющих большое значение в связи с тем, что с ними связаны месторождения нефти и газа.

Известный знаток геологии Западно-Сибирской плиты Н. Н. Ростовцев считает, что локальные погребенные структуры и крупные поднятия и впадины, выраженные в поверхности фундамента и одновременно в покрове, имеют тесную связь с геологическим строением фундамента и возникли в результате тектонических движений, которые продолжались в мезозойскую и кайнозойскую эры. Можно думать, что важнейшую роль при этом играют дифференциальные перемещения отдельных блоков фундамента вдоль крупных разломов главным образом и ответственные за формирование структур чехла.

Несколько слов о новейших тектонических движениях. Аэрогеологические исследования показывают, что некоторые участки низменности заметно опускаются, другие испытывают интенсивные поднятия (например, северная оконечность возвышенности Люлин-Вор), что приводит к формированию своеобразных форм рельефа.

Границы разнотипных ландшафтов нередко строго прямолинейны и, вероятно, определяются погребенными разломами северо-восточного и северо-западного простираний.

Полезные ископаемые

Обширные пространства Западносибирской плиты совсем недавно были почти неизведанным краем, но сейчас вырисовывается ее огромное народнохозяйственное значение. Предполагается, что недра плиты заключают запасы нефти, превышающие запасы Волго-Уральской области. Первые месторождения газа — Березовское, Игримское и нефти — Шаимское, Мегионское и другие были открыты в середине 50-х годов, а к настоящему времени уже выявлены десятки месторождений. Среди них в первую очередь следует назвать Самотлор, Усть-Балыкское, Федоровское, Мамонтовское и Правдинское нефтяные месторождения в Среднем Приобье, а на севере газовые месторождения: Уренгойское, Медвежье, Заполярное, Губкинское, Ямбургское и многие другие. Промышленные залежи нефти и газа в западной части плиты приурочены к структурно-литологическим ловушкам верхней юры и валанжина, в центральной ее части многопластовые месторождения связаны главным образом с готеривом и барремом, а на северо-востоке продуктивными являются также отложения альба и сеномана.

В Чулымо-Енисейском районе выявлен каменноугольный бассейн среднеюрского возраста. В нижнемеловых отложениях Тургайского прогиба находятся месторождения бокситов. Верхнемеловые отложения содержат оолитовые железные руды, залежи которых обнаружены по Оби в районе г. Колпашева. Второй железнорудный бассейн такого же типа — Аятский, выявлен в районе Кустаная.

Наличие ряда марганцевых месторождений в терригенных породах палеогена на восточном склоне Северного Урала (Полуночное и др.) дает основание говорить о возможной марганценности всей области развития палеогеновых пород в западной (Приуральской) части плиты.

Определенный интерес в качестве фосфатного сырья могут представлять торфо-вивианиты в олигоценовых и антропогеновых отложениях бассейна нижнего течения Иртыша.

Большое народнохозяйственное значение имеют полезные ископаемые фундамента, хотя последний изучен еще очень слабо. Так, в Тургайском прогибе выявлены месторождения железных руд Соколовско-Сарбайской группы. В центральной части Западносибирской плиты содержатся огромные запасы термальных вод с температурой выше 100°, представляющих собой важный энергетический источник недалекого будущего.

Туранская плита, как и Западносибирская, с которой она соединяется Тургайским прогибом, представляет собой молодую платформу. Фундамент ее сложен палеозойскими породами, а чехол — отложениями мезозоя и кайнозоя. На востоке и северо-востоке она граничит с палеозойскими сооружениями Центрального Казахстана и Тянь-Шаня, на юге и юго-востоке — с альпийскими складчатыми сооружениями, а на западе ограничена Каспийским морем. На севере к Туранской плите относится южная часть Тургайского прогиба (до Кустанайской седловины). Северо-западная граница определяется выходами на поверхность палеозойских отложений Мугоджар, а от южной оконечности последних она протягивается к заливу Комсомолец, ныне фактически осушенному; здесь плита отделяется от Прикаспийской впадины разломом глубинного характера.

Рельеф плиты довольно разнообразен. Большая часть ее занята своеобразными аллювиальными равнинами: их поверхность благодаря интенсивному эоловому выветриванию покрыта грядовыми песками и дефляционными котловинами, иногда находящимися ниже уровня моря. Здесь раскинулись крупнейшие в нашей стране песчаные пустыни — Каракум, Кызылкум и Муонкум. Северо-западная часть плиты занята плато Устюрт, по окраинам которого четко выражены денудационные уступы — «чинки». Юго-восточная ее часть в бассейне р. Мургаба занята холмисто-пластообразной возвышенностью Бадхыза и Карабиля. В периферических частях плиты располагаются горные кряжи. На востоке они как бы являются продолжением горных сооружений Тянь-Шаня и возвышаются среди пустыни в виде ряда коротких невысоких (до 880 м) гряд — Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Кульджуктау. Эти и другие возвышенности обычно объединяются под общим названием Кызылкумские «горки». В низовьях р. Амударьи располагается еще один низкий и короткий кряж — Салтануиздаг. В западной части плиты также имеются небольшие горные сооружения — Мангышлакские горы и Туркыр.

До недавнего времени большая часть плиты принадлежала к числу наименее изученных территорий нашей страны, однако в последние годы положение коренным образом изменилось в связи с проведением значительного объема геофизических и буровых работ.

Важные геологические исследования в различных районах Туранской плиты были произведены Н. И. Андрусовым, А. Д. Архангельским, А. А. Бакировым, А. А. Борисовым, И. С. Вольвовским, О. С. Вяловым, Р. Г. Гарецким, Ю. Н. Годиным, Г. Х. Дикенштейном, Н. П. Лушковым, А. Д. Нацким, Н. К. Овечкиным, Б. А. Петрушевским, Ю. И. Сытиным, П. К. Чихачевым, А. Л. Яншиным и другими геологами.

Стратиграфия и магматизм

Складчатый фундамент на большей части территории плиты скрыт под мощным покровом мезозойских и кайнозойских отложений, и только в горных сооружениях обнажается на поверхности.

Докембрийские отложения выделены в центральных *Кызылкумских возвышенностях* совсем недавно из состава нижнего палеозоя [121]. В гряде Ауминзатау к протерозою отнесена толща свыше 3 км, сложенная внизу разнообразными сланцами — кварц-слюдистыми, серицит-хлоритовыми, кремнистыми и другими, часто с графитом, битуминозными доломитами и известняками, а в верхней части — алевролитами и песчаниками. Севернее, в Тамдытау и Букантау к верхнему протерозою относится толща до 2 км разнообразных метаморфических сланцев и песчаников с прослоями кварцитов и карбонатных пород, содержащая в верхней части вендские микрофитоциты.

Нижний кембрий залегает согласно на этой толще и представлен терригенно-вулканогенной толщей мощностью также около 2 км, в составе которой главную роль играют вулканиты основного состава и песчано-глинистые породы; в ней обнаружены трилобиты и археоциты алданского и ленского ярусов.

В *Султануиздаге* в основании разреза — толща разнообразных метаморфизованных пород мощностью в несколько километров (султануиздагская серия), в составе которой находятся как докембрийские, так и нижнепалеозойские отложения.

Отложения среднего палеозоя, залегающего с размывом и несогласием, распространены особенно широко. Нижний лудлов и венлок представлен в *Кызылкумских «горках»* мраморизованными известняками мощностью до 1500 м. Верхний лудлов мощностью не менее 1200 м сложен терригенными породами с примесью туфогенного материала и содержит многочисленную фауну брахиопод и кораллов, в том числе комплекс, характерный для маргиналиевых слоев Алайского хребта. Верхние горизонты яруса местами представлены метаморфизованными осадочными породами, а также вулканитами основного состава. Верхняя часть среднего палеозоя сложена большей частью карбонатными и терригенными толщами, а в западной части *Султануиздага*, преимущественно эффузивными образованиями. В составе его находится ряд разобщенных свит мощностью в несколько сотен метров каждая, а по фауне выделяются все отделы девона, и, по-видимому, нижний карбон.

Верхнепалеозойские отложения особенно широко распространены в *Букантау* и *Тамдытау*. Представлены они известняками, в других случаях — морскими терригенными или же континентальными пестроцветными отложениями, нередко с базальными конгломератами. По фауне фораминифер среди них вы-

деляются московский и башкирский ярусы. В ряде мест на среднекаменноугольных известняках трансгрессивно залегает толща конгломератов, грубозернистых песчаников и туффитов, возможно позднекаменноугольного возраста.

В *Кызылкумских «горках»* и *Султануиздаге* имеется несколько массивов герцинских гранитов и гранодиоритов, а в последнем из названных районов известны также интрузивы основного и ультраосновного состава.

В юго-западной части *Тургайского прогиба* в изолированных выходах известны докембрийские и среднепалеозойские породы. К протерозою относят амфиболовые гнейсы, метаморфические сланцы, кварциты, кремнистые породы, порфириды и порфири-тоиды мощностью в несколько километров. Верхний девон имеет мощность 800—900 м и сложен песчаниками и конгломератами с линзами известняков, в которых содержатся брахиоподы французского яруса. К нижнему карбону относятся основные и кислые лавы и их туфы, известняки и известковистые песчаники с фауной брахиопод и кораллов виве и намюра. Мощность их около 1,5 км. Известны здесь и герцинские изверженные породы — граниты, гранодиориты и габбро.

В западной части плиты обнажающийся на поверхности складчатый фундамент относится к перми и триасу. На *Мангышлаке* это так называемый каратауский комплекс. Пермский возраст имеет толща пестрых косослоистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев мощностью около 2,5 км. Триас, разделенный на ряд свит, в западной части полуострова сложен песчаниками, глинистыми сланцами, изредка конгломератами, с известняками в нижней и верхней частях разреза; на востоке известняки имеются только вверху, большая же его часть представлена монотонной терригенной толщей, имеющей характер континентальной молассы. Общая мощность триаса доходит почти до 6 км. В нижней части разреза обнаружены аммониты нижнего отдела, а вверху — верхнетриасовые пелециподы.

На *Туаркыре* имеются выходы допермских метаморфических сланцев, а также отложения перми и триаса, но представлены они менее полно, чем на Мангышлаке. Пермь сложена конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями пелловых туфов и маломощных покровов сильно измененных средних эффузивов видимой мощностью около 3 км. Выше согласно лежит песчано-глинистая толща с прослоями известняков, содержащих фауну нижнего триаса, мощностью всего около 300 м. По мнению некоторых исследователей, мощность нижнего триаса значительно больше, так как к нему относится часть подстилающих отложений, которые другими геологами считаются пермскими.

Кроме того, складчатый фундамент плиты вскрыт многочисленными скважинами. Состав слагающих его пород разнообразен, но в большинстве случаев их удается сопоставить с теми или иными из комплексов, которые изучены в естественных выходах [62, 55].

Большую роль в строении фундамента играют разнообразные магматические породы. Они относятся к различным формациям и разным возрастным группам, однако, судя по данным определений абсолютного возраста, среди них резко преобладают средне- и верхнепалеозойские образования [56].

Строение фундамента

Туранская плита представляет собой область, где под покровом мезозоя — кайнозоя происходит сочленение нескольких структурных элементов — Русской платформы, Урала, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Мангышлака. Поэтому она издавна привлекает к себе внимание тектонистов. В частности, А. Д. Архангельский еще в 1923 г. высказал предположение, что Урал смыкается с Тянь-Шанем через промежуточные звенья — Султануиздаг и Кызылкумские «горки». Позднее этот ученый неоднократно возвращался к вопросу о строении фундамента плиты. Из последнего составленного им варианта тектонической схемы следует, что вся восточная часть плиты относится к области герцинской складчатости, а в районе Мангышлака и Туаркыра выделяются раннемезозойские складчатые сооружения. Структуры Тянь-Шаня на этой схеме не имеют непосредственной связи с Уралом, но, резко изгибаясь в районе Аральского моря к северу, протягиваются в южную часть Тургайского прогиба.

Позднее Н. С. Шатский указал, что от идеи выделения в Прикаспии раннемезозойской складчатости приходится полностью отказаться, так как в пределах палеозойских складчатых областей южных районов СССР триасовый этап неразрывно связан с пермским и поэтому должен рассматриваться в составе герцинской эпохи.

Принципиально новую тектоническую схему предложил А. Л. Яншин. Весь фундамент плиты отнесен на его схеме к области палеозойской складчатости, но в ней выделяются системы с резко различающимся простиранием структур: северо-западным в южной части и субмеридиональным — на северо-востоке (рис. 58). Уральские структуры не доходят до южного берега Аральского моря, а складки Тянь-Шаня протягиваются к полуострову Бузачи. В центре южной складчатой системы выделяется протяженный пермо-триасовый межгорный прогиб.

Новые тектонические схемы составлены с учетом многочисленных материалов бурения и геофизических исследований [13, 14, 61]. Хотя они и трудно сопоставляются друг с другом, однако вместе с известными ранее геологическими данными позволяют охарактеризовать тектонику фундамента следующим образом. В его строении принимают участие складчатые палеозойские, в меньшей мере — докембрийские, отчасти также нижнемезозойские породы. В северо-восточной части плиты, примыкающей к складчатым сооружениям Центрального Казахстана и Северного

Тянь-Шаня, фундамент имеет каледонский возраст. Эта область, по-видимому, отделяется глубинным разломом, который продолжается под покровом молодых отложений важнейшую структурную линию Тянь-Шаня, часто называемую «линией Николаева»

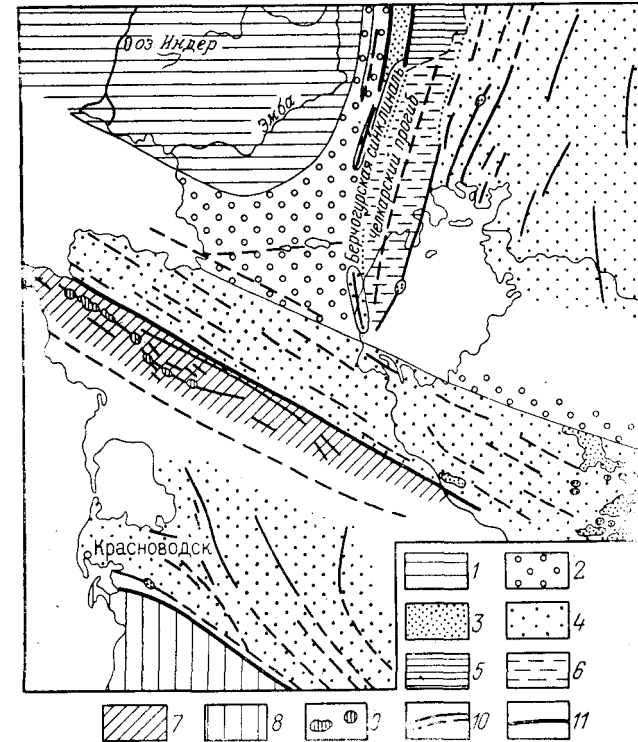


Рис. 58. Тектоническая схема района смыкания Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака (по А. Л. Яншину).

1 — Русская платформа; 2 — верхний девон, карбон и перм под более молодыми осадками; 3 — палеозойский геосинклинальный складчатый комплекс; 4 — то же, под молодыми осадками; 5 — зона Мугоджарского антиклинория; 6 — южное подземное продолжение Мугоджарского антиклинория (наложенная Челкарская синклиналь); 7 — Мангышский межгорный прогиб; 8 — область альпийской складчатости; 9 — выходы перми и триаса в Мангышской складчатой зоне; 10 — оси унаследованных антиклиналей; 11 — разломы

в честь установившего ее крупнейшего исследователя Средней Азии В. А. Николаева.

Второй глубинный разлом, Центральнотуранский, рассекает фундамент плиты в юго-восточном направлении, отчетливо прослеживаясь геофизическими исследованиями от Мангышлякского залива до верховьев р. Кашка-Дарья, где он сливается с Южногиссарским глубинным разломом. В юго-западной части плиты,

отделенной Центральнотуранским глубинным разломом, а возможно, кое-где и к северо-востоку от него, в строении фундамента предполагается участие каледонских сооружений, имеющих характер срединных массивов.

Герцинское основание плиты обнажено в районе Кызылкумских «горок», где отчетливо выявляется характер его складчатых дислокаций. Докембрийские и нижнепалеозойские породы в Ауминзатау смяты в систему крупных складок субширотного простирания, осложненных более мелкой складчатостью и многочисленными разломами. В Кульджуктау систему разбитых разломами складок северо-западного простирания образуют отложения силура и девона. Складчатые структуры Каракумских «горок» на юго-востоке находят продолжение в Зеравшанской складчатой зоне Тянь-Шаня, а по направлению на северо-запад, по-видимому, протягиваются к полуострову Бузачи. При этом остается неясным положение Султануиздага. Основываясь на геофизических данных, некоторые геологи хотя и обособляют его в виде отдельной зоны, но включают в состав герцинских структур, продолжающихся на северо-запад тяньшанские, тогда как другие исследователи объединяют его с меридиональными уральскими структурами. Исследования последних лет проблемы не прояснили. Так, некоторые геологи считают, что именно в Султануиздаге наблюдается смыкание структур Урала и Тянь-Шаня: западная его часть относится к Уральской системе, так как имеет с ней много общих черт, тогда как восточная часть, отделенная от западной крупным разломом, должна быть объединена через Кызылкумские «горки» с Тянь-Шанем [10]. Наконец, выражено также мнение, что всякие попытки выявления соотношения структур Урала и Тянь-Шаня в Султануиздаге невозможны, так как они завалуированы крупными горизонтальными перемещениями сдвигового и шарьяжного типов [36].

Существенную роль в строении фундамента играют интенсивно смятые отложения перми и триаса, выполняющие крупные прогибы. Некоторые из них, например Мангышлакский и Тюратамский, расположенный восточнее Уральского моря, обнаруживают четко выраженную связь с глубинными разломами. Учитывая при этом и другие их особенности, можно предположить, что они скорее относятся к категории приразломных прогибов, а не являются гомологами краевых или межгорных прогибов, как думают некоторые геологи.

Складчатые дислокации перми и триаса наблюдаются в ядре крупной антиклинальной структуры на Мангышлаке. Породы этого возраста образуют серию сильно смятых, нередко изоклиальных и разбитых разломами складок, простирание которых несколько не совпадает с общим северо-западным простиранием антиклинали.

Кроме уже упоминавшихся выше глубинных разломов фундамент плиты поражен большим количеством разломов разной ориен-

тировки, протяженности и амплитуды, местами придающих ему резко мозаичный характер. Дифференциальные движения отдельных блоков в значительной мере обусловили формирование

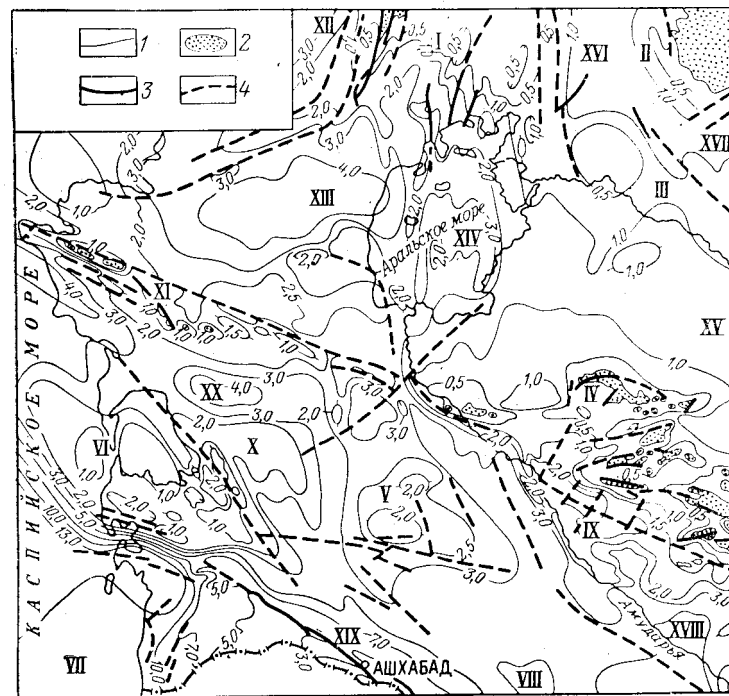


Рис. 59. Структурная схема поверхности доюрского фундамента западной части Средней Азии (по Ю. Н. Годину, Ю. И. Сытину и др.).

1 — изогипсы поверхности фундамента в км; 2 — выходы доюрского фундамента на поверхность; 3 — разломы; 4 — предполагаемые разломы по геофизическим данным. Области приподнятого залегания доюрского фундамента, расположенные на погружении складчатых систем: I — Примугоджарская, II — Центральноказахстанская, III — Карагауская, IV — Центральнокызылкумская; изолированные выступы и поднятия доюрского фундамента — своды: V — Центральнокаракумский, VI — Карабогазский, VII — Южнонаспийский, VIII — Марыйский выступ; зоны валлообразных поднятий: IX — Приамударьинская, X — Туаркыр-Капланкырская, XI — Мангышлак-Устюртская; впадины фундамента: XII — Прикаспийская, XIII — Североустюртская, XIV — Приаральская, XV — Восточнокызылкумская, XVI — Тургайская, XVII — Мулюкская, XVIII — Приамударьинская, XIX — Предкопетдагская, XX — Ассакауданская

сложно расчлененного рельефа фундамента. К настоящему времени предложено много схематических структурных карт его поверхности, составленных на основании геологических, буровых и геофизических данных, однако на всех этих картах отчетливо выявляется сложная топография поверхности (рис. 59), которая в значительной мере определяет пространственное распределение главных тектонических структур платформенного чехла.

Стратиграфия

Платформенный чехол Туранской плиты начал формироваться в конце триаса, однако в последнее время начинает все более выясняться, что в его строении принимают участие два разновозрастных комплекса, образующих соответственно два структурных яруса. В состав нижнего из них некоторые исследователи включают отложения только рэта и лейаса [21-1], другие выделяют его в более широком стратиграфическом диапазоне (непостоянном для разных частей плиты) под наименованием рэт-юрского структурно-формационного комплекса [7]. Мощность его в некоторых прогибах достигает 3 км, но на поднятиях много меньше, а иногда он полностью отсутствует. Верхний структурный ярус сложен средней юрой и всеми более молодыми отложениями.

Рэт-юра. Отложения рэта-лейаса в некоторых местах подстилаются молассовыми толщами пермо-триаса и залегают на последних несогласно. От покрывающих пород они также отделены отчетливым несогласием, которое, однако, уменьшается и почти исчезает в осевых частях крупных прогибов. Представлены эти отложения аргиллитами, алевролитами и песчаниками с многочисленными обуглившимися растительными остатками. Породы сильно уплотнены, обычно значительно дислоцированы. В них везде содержится типичный спорово-пыльцевой комплекс папоротников, гинкговых, хвойных и других растений. Мощность отложений составляет несколько сотен метров, но иногда резко увеличивается и достигает 1,5—2 км.

Средний и верхний отделы юрской системы, с которыми тесно связан и верхний лейас, обнажаются на поверхности в западных районах. На *Мангышлаке* они резко несогласно залегают на верхнем триасе. Нижняя часть разреза состоит из терригенных пород — внизу континентальных угленосных, выше морских. Верхний отдел сложен песчанистыми известняками, мергелями и глинами с фауной келлоев — *Macrocephalites macrocephalus*, *Cosmoceras jason* и оксфорда — *Cardioceras cardatum* и др. Общая мощность юры около 550 м. На *Туаркыре* обнажается литофацциально сходный комплекс пород примерно такой же мощности. Верхняя часть среднего отдела представляет собой чередование морских и континентальных, нередко красноцветных и гипсоносных пород.

Большой интерес представляют юрские отложения восточных районов плиты в связи с их нефтегазоносностью. Наиболее полный разрез вскрыт скважинами в *Приамударьинском районе*. Доггер и верхи лейаса представлены литофацциально сильно изменчивой терригенной толщей мощностью до 400 м, в которой чередуются морские и континентальные осадки. Келловой и оксфорд сложены преимущественно известняками и доломитами и имеют мощность до 350 м. Соленосная гаурдакская свита кимеридж-титона имеет мощность от 300 до 600 м, а карабильская свита

верхнего титона (и валанжина?), сложенная красноцветными терригенными осадками, — 100—150 м. Западнее карбонатные отложения верхней юры частично или целиком замещаются терригенными породами. Мощность юры подвержена резким колебаниям — от 1,5—3 км в прогибах до полного выклинивания на поднятиях, причем крайне резкие изменения нередко отмечаются на коротких расстояниях.

Мел. Меловые отложения обнажаются в западных, центральных и восточных районах плиты.

На *Мангышлаке* неокон резко несогласно залегают на различных горизонтах юры и сложен в нижней части песчаниками, известняками и мергелями с тригониями и другой морской фауной, а сверху — красноцветными глинами с общей мощностью до 240 м. Такого же типа разрез развит в северо-западной части плиты — на Устюрте, полуострове Бузачи и в других местах. В прогибах мощность его возрастает, достигая, например, в Североустюртском прогибе 500—550 м. На *Туаркыре* в это время накапливалась маломощная (всего до 100 м) толща морских конгломератов и песчаников в верхней части разреза и красноцветных глин в его нижней части. Такой разрез неокон выдерживается по всему югу плиты, но мощность местами достигает 250—300 м.

В северо-восточной части плиты неокон целиком представлен пестроцветными континентальными отложениями, мощность которых уменьшается с запада на восток от 450 м до полного выклинивания. Апт и альб на *Мангышлаке* и *Туаркыре* представлены песчано-глинистыми осадками мощностью от 300 до 800 м с аммонитами, а в северо-восточных районах — песчано-сланцевыми континентальными породами.

Верхний мел на западе представлен довольно однообразно. Хорошо изученный разрез *Туаркыра*, в частности, внизу (сеноманский ярус) сложен глинами и глауконитовыми песчаниками, а выше — преимущественно мергелями и известняками с *Schloenbachia varians*, *Inoceramus inconstans*, *I. involutus*, *Belemnella mucronata*, *Belemnella arkhangelskii*, *Echinocorys ovatus*. Весь этот комплекс фауны показывает, что здесь развит полный разрез верхнего мела, мощность которого от 200 до 500 м.

В *Приамударьинском районе* разрезы существенно отличаются от западных, особенно в верхней их половине. Нижняя часть, охватывающая отложения неокон и апта, имеет мощность 300—400 м и представлена лагуно-континентальными красноцветными образованиями — загипсованными глинами и песчаниками, среди которых имеется пачка терригенно-карбонатных морских пород с фауной баррема. Альб сложен глинами, местами переслаиваемыми с ракушечниковыми известняками, и имеет мощность от 200 до 600 м. Примерно такой же состав имеет верхний мел, в котором по фауне выделяются все ярусы, за исключением датского. Мощность верхнего мела крайне изменчива: от нескольких десятков метров на склонах поднятий до 1700 м во впадинах.

Палеоген. Отмечается три основных типа разрезов: западный, северный и юго-восточный.

Западный разрез наиболее полно охарактеризован в районе *Мангышлака*. Палеоцен сложен 30-метровой толщей глауконитовых песков с устрицами, остракодами и другой фауной. Эоцен местами выражен внизу песками, песчаниками и известняками с *Nummulites distans* и *N. irregularis* и моллюсками, а сверху — мергелями с обильными остатками рыб («рыбная свита»), фораминифер и устриц. В других пунктах весь разрез состоит из мергелей и известняков мощностью до 90 м. Олигоцен внизу сложен мергелями или зеленовато-бурыми глинами с хадумской микрофауной, а сверху — коричневыми глинами, однако местами верхи олигодена отсутствуют. Палеогеновые бассейны западных районов имели отчетливую связь с кавказскими. Дальше к востоку — в Северных Каракумах, существенно глинистая толща палеогена достигает во впадинах мощности до 500 м.

Разрезы северного типа характерны для *Приаралья* и *Тургайского прогиба*, где палеоген распространен особенно широко и непосредственно связан с соответствующими отложениями Западносибирской плиты. Палеоцен сложен в большей части морскими, а в верхней — континентальными отложениями. Залегают они с резким разрывом и местами начинаются базальными песчаниками, выше которых следует песчано-глинистая толща, кое-где с подчиненными известняками и мергелями или галечниками и конгломератами. К верхнему эоцену — нижнему олигоцену относится чеганская свита, широко распространенная на Западносибирской плите и сложенная зеленоватыми пластичными глинами с карбонатными конкрециями и линзами кварцевых песков. Мощность всех этих отложений — от нескольких десятков метров до 300 м, в некоторых прогибах возрастает до 400—500 м. Несколько меньшую мощность имеет континентальная толща верхов палеогена, сложенная песчано-глинистыми породами.

Юго-восточный (среднеазиатский) тип разреза начинается известняками и доломитами верхнепалеоценовой бухарской свиты, имеющей мощность от 50 до 250 м. Эоцен разделяется на пять свит (снизу вверх): сузакскую, алайскую, туркестанскую, рштанскую и исфаринскую с общей мощностью от 100 до 250 м. Состав пород довольно разнообразный — это мергели и известняки, пестроцветные глины, пески и песчаники, опоковидные породы и т. д. Олигоцен здесь состоит из двух свит — ханабадской и сумсарской, сложенных зелеными и красными глинами мощностью до 150 м. Местами разрез венчается континентальными красноцветными отложениями позднеолигоценового — раннемиоценового возраста.

Неоген. В западной части плиты неогеновые отложения, в особенности миоцен, занимают огромную площадь и представлены в морских и континентальных фациях. Песчано-глинистые осадки нижней части миоцена имеют мощность до 60 м и содержат фауну

бурдигала и гельвета. Тортон мощностью до 100 м сложен очень пестрым по составу комплексом мелководных пород — песками и песчаниками, оолитовыми и ракушечниковыми известняками, мергелями и глинами, местами с прослоями гипсов и конгломератов. По фауне, включающей такие типичные формы, как *Ervillea*, *Spirialis*, *Spaniodontella*, *Cardium*, выделяются все горизонты яруса. Сармат представлен всеми подъярусами с макровой фауной и сложен глинами, песками, известняками и мергелями мощностью до 80 м. Маотис имеет мощность около 10 м и сложен оолитовыми известняками с конгериями.

Морской плиоцен представлен разнообразными известняками, мергелями, песками и глинами. Мощность его резко меняется от нескольких десятков до сотен метров.

В восточных районах распространен континентальный песчано-глинистый комплекс, который в большинстве случаев относится к плиоцену. Мощность его обычно не превышает 100 м, но в Приамударьинском районе достигает 600 м.

Антропоген. Антропогеновые отложения на западе выражены песчано-глинистыми осадками и галечниками бакинской, хозарской и хвалынской трансгрессий, а также древними аллювиальными песками, алевролитами и глинами. Осадки современного отдела довольно разнообразны — это аллювиальные суглинки и глины, песчано-глинистые осадки озерного типа, пески морских побережий и особенно широко распространенные барханные пески.

Тектоника

Туранская плита состоит из системы впадин, частично имеющих характер типичных синеклиз, и поднятий, нередко очень сложного строения [21-I, 39]. Наиболее крупные впадины располагаются в северо-восточной ее части — Тургайская, Чуйская, Сырдарьинская и ряд менее крупных, а на крайнем юго-востоке — Мургабская впадина. Положительные структуры разделяются на две группы: 1) поднятия, располагающиеся на погружении крупных складчатых систем, такие, как Центральнокызылкумское; 2) поднятия, представляющие собой погребенные или выходящие на поверхность изолированные выступы фундамента: Мангышлакская, Туаркырская и Североприаральская зоны валообразных поднятий, Центральнокаракумский, Карабогазский, Нижнесырдарьинский и Бузачинский своды, а также более мелкие структуры (рис. 60). Очень своеобразным структурным элементом является Бухаро-Хивинская зона погребенных ступеней.

Относительно простые по строению своды (антеклизы) представляют собой обширные поднятия палеозойского фундамента, над которыми разрез платформенного чехла обычно неполон и имеет меньшую мощность, чем в других частях плиты. Они достигают нескольких сотен километров в поперечнике и осложнены в центральной части и на склонах отдельными локальными

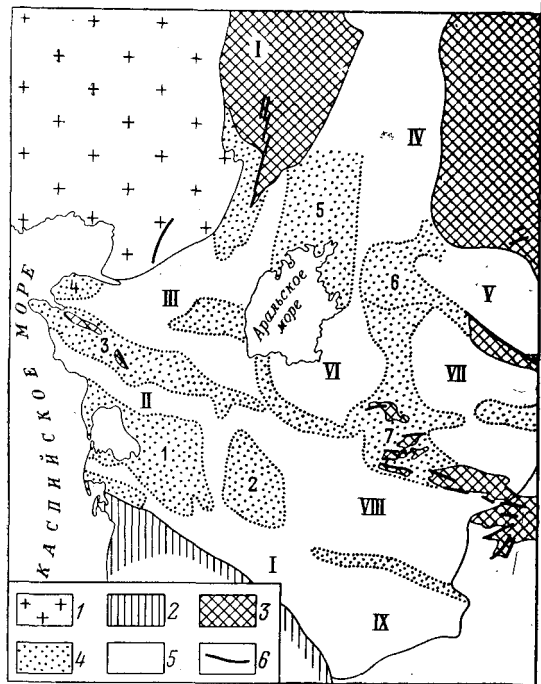


Рис. 60. Основные структурные элементы Туранской плиты (по Р. Г. Гарецкому).

1 — Русская платформа; 2 — альпийская складчатая область Копетдага; 3 — палеозойские складчатые сооружения; 4 — положительные структурные элементы Туранской плиты; 1 — Туаркырское поднятие, 2 — Центральнокаракумский свод, 3 — Мангыш-лакское поднятие, 4 — Бузачинский свод, 5 — Североприаральское поднятие, 6 — Нижнесырдарьинский свод, 7 — Центральнокызылкумское поднятие; 5 — отрицательные структурные элементы; I — Бухардодская моноклинал; II — Северотурклинский прогиб; III — Североустюртский прогиб; IV — Тургайская синеклиза; V — Чуйская синеклиза; VI — Восточноаральская впадина; VII — Сырдарьинская впадина; VIII — Бухаро-Хивинская зона ступеней; IX — Мургабская впадина; 6 — разломы

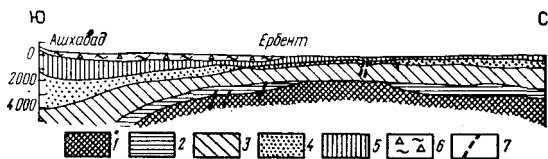


Рис. 61. Геологический разрез через Центральнокаракумский свод (по Г. А. Габриэлянцу, Г. Х. Дикенштейну и др.).

1 — палеозой; 2 — юра; 3 — мел; 4 — палеоген; 5 — неоген; 6 — антропоген; 7 — разломы

структурами, как это хорошо видно на примере Центральнокаракумского свода (рис. 61).

Тургайская и Чуйская синеклизы также имеют довольно простое строение; в северном крыле Чуйской синеклизы отмечаются осложнения в виде плохо еще изученных солянокупольных структур.

Очень типичны для Туранской плиты поднятия, которые названы Р. Г. Гарецким и А. Л. Яншиным системами мегантиклиналей и мегасинклиналей. Эти исследователи дают такую общую характеристику этих структур: «Молодым плитам свойственны свои специфические крупные структурные элементы, отсутствующие на древних платформах. К таким структурам принадлежат линейные прогибы, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и одиночные мегантиклинали. Часто мегантиклинали молодых плит называют валами, отождествляя их с валами древних платформ, однако это совершенно различные структуры как по морфологии, так и по генезису. Валу древних платформ или даже их группы никогда не образуют самостоятельных крупных структурных элементов, равнозначных синеклизам, а всегда являются лишь их структурными осложнениями. Мегантиклинали и особенно их системы представляют собой самостоятельные структурные элементы того же ранга, что и синеклизы, впадины, прогибы и своды... Валу возникли на поздних этапах развития древних платформ, а мегантиклинали молодых платформ унаследованно развивались с самых начальных этапов формирования платформенного чехла. Морфология валов обычно упрощается от более молодых к более древним стратиграфическим горизонтам; строение мегантиклиналей, наоборот, усложняется при переходе от молодых слоев к более древним. Валу обычно связаны с разломами, секущими простирания магнитных аномалий, т. е. не совпадают с простиранием дислокаций фундамента. Напротив, мегантиклинали молодых плит всегда наследуют крупные положительные структуры фундамента» [35].

В северо-западной части плиты, прилегающей к Мугоджарам, выделяется серия меридиональных складок с углами падения в крыльях до нескольких градусов. Для строения этих складок очень типично, что они полностью соответствуют характеру структур подстилающего палеозойского основания Южных Мугоджар. Так, наиболее крупная из них Чускакульская антиклиналь, отчетливо выраженная на геологической карте, развивается на антиклинали палеозойского возраста (рис. 62), другие — на соответствующих складках, которые они наследуют. Все эти складки, выделенные здесь при детальном картировании, к югу постепенно затухают, как бы полностью «расплываясь» в полого залегающих толщах палеогена и неогена. Анализ тектонического строения палеозойских толщ Южных Мугоджар показал, что складки по направлению на юг тоже постепенно затухают. Такое соотношение между унаследованными складками палеозойского основания

позволило А. Л. Яншину сделать вывод о том, что структуры Урала в его орографически выраженной части не заггибаются на запад или на восток, а постепенно затухают по направлению на юг.

Ясно прослеживается унаследованность структур в пределах *Мангышлакской зоны*. К ней относятся два сложных антиклинальных поднятия северо-западного простирания — Каратауское и Южномангышлакское, разделенные Чакрыганской синклиналией зоной. Ядро первого из них осложнено сильно смятыми отложениями перми и триаса, а второго — средней юрой. Крылья их представляют собой моноклинали с падением от 10—30° до полного выполаживания, но осложнены резкими флексурами и локальными брахиформными складками. По направлению на юго-восток они погружаются под неогеновые отложения, но в последних прослеживаются валоподобные поднятия — Карабаурское, являющееся продолжением Каратауской антиклинальной зоны, и быстро затухающее Музбельское, продолжающее Южномангышлакскую структуру.

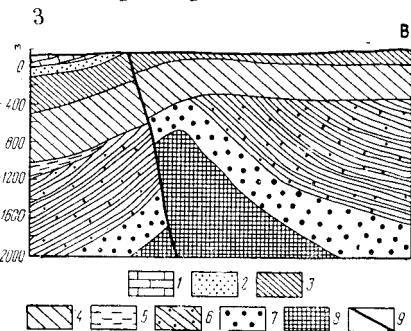


Рис. 62. Разрез через Чухсакульскую антиклиналь (по А. Л. Яншину).

1 — верхний мел; 2 — пески верхнего альба; 3 — глины и пески среднего и нижнего альба; 4 — глины неокома; 5 — угленосные породы средней юры; 6 — аргиллиты нижней юры; 7 — красцветные конгломераты и песчаники верхней перми; 8 — глинистые сланцы палеозоя; 9 — линия надвига

Сложное строение имеет и *Туаркырская система* дислокаций. Она состоит из кулисообразно подставляющих друг друга антиклинальных зон, протягивающихся в юго-восточном направлении. Наиболее крупное звено системы — Туаркырская антиклиналь. Эта асимметричная складка с углами падения в крыльях до 15—30° имеет пологий, широкий свод и осложнена рядом более мелких вторичных складок, флексур и крутых сбросов.

Туаркырские дислокации отделяются от Мангышлакских синклиналией зоной «бессточных впадин», состоящей из трех пологих мульд, разделенных седловинами и местами осложненных брахиантиклиналями и структурными «носками».

В восточной части плиты в конце палеогенового периода типичный платформенный режим был нарушен сводово-горстовыми поднятиями, особенно четко проявившимися в пределах Центральных Кызылкумов. Эти поднятия, внутреннее строение которых было охарактеризовано выше, сопровождаются рядом впадин простого строения, выполненных меловыми и более молодыми отложениями. Довольно сложная система небольших поднятий и впадин отмечается в участках Туранской плиты, прилежащих к Тянь-Шаню.

Отдельного рассмотрения заслуживает *Бухаро-Хивинская зона ступеней*. Она представляет собой сложную систему погребенных дислокаций, развившихся на фоне обусловленного разломами ступенчатого моноклиналичного погружения поверхности фундамента к югу. Выделяются три ступени — Бухарская, Чарджоуская и Багаджинская, разделенные разломно-флексурными зонами [39]. В пределах ступеней обособляются системы валов

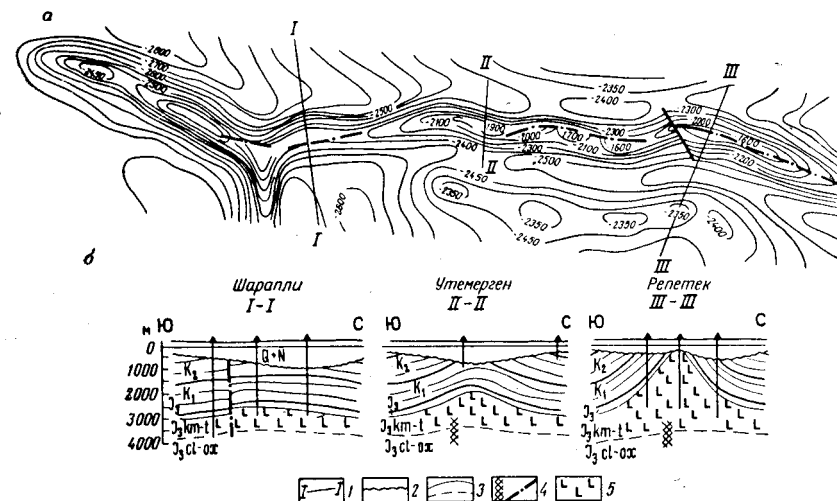


Рис. 63. Репетекская зона: а — структурная карта по опорному отражающему горизонту; б — геолого-геофизические разрезы (по М. Т. Аванесяну и др.).

1 — линии разрывов; 2 — поверхность размыва; 3 — изогипсы опорного горизонта; 4 — разрывные нарушения; 5 — толщина солей

и выступов, которые в свою очередь осложнены локальными структурами, такими, например, как Газлинская антиклиналь и другие газонефтеносные структуры.

К югу от Бухаро-Хивинской зоны вдоль границы с Мургабской впадиной протягивается *Репетекская зона поднятий*, или соляной вал, связанная с крупным региональным разломом [66]. Эта зона представляет собой цепочку удлинённых локальных поднятий, нередко осложненных в своде разломами и иногда представляющих собой настоящие соляные диапиры (рис. 63).

Полезные ископаемые

В разных частях Туранской плиты выявлены нефтегазоносные площади, среди которых первое место по промышленной значимости принадлежит Бухаро-Хивинской области. В ее пределах открыто много газовых, нефтяных и газонефтяных месторождений — Газли, Акджар, Джаррак, Караул-Базар, Южный Мубарек,

Шурчи и др. Все месторождения области приурочены к средневерхнеюрским и меловым отложениям. Месторождения газа и нефти в породах того же возраста обнаружены и в более западных районах: в пределах Центральнокаракумского свода, в северном борту Южномангышлакского прогиба — месторождения Жетыбай, Узень и др.

Почти в центре пустыни Каракум разведано месторождение серы, приуроченное к отложениям миоцена.

Залив Кара-Богаз-Гол непрерывно поставляет значительные количества разнообразных самосадочных солей, среди которых особенно ценным является мирабилит.

В недрах юго-западной части плиты сосредоточены значительные запасы термальных вод с температурой свыше 100°.

ТЯНЬ-ШАНЬ

К югу от Центрального Казахстана, отделяясь от него Чуйской и Илийской впадинами, раскинулась грандиозная горная область советской Средней Азии, большая часть которой занята складчатыми сооружениями Тянь-Шаня. На западе она граничит с Туранской плитой, на юге и востоке обрывается государственной границей. Вся эта территория характеризуется чрезвычайной контрастностью рельефа: именно здесь сосредоточены высочайшие горные системы и разделяющие их крупные межгорные впадины.

К Тянь-Шаню относится северная часть горной страны, ограниченная с юга Алайской долиной и южными склонами Гиссарского хребта. Для нее характерны соответствие простираний большинства горных хребтов и основных складчатых структур, а также ступенчатость рельефа, выражающаяся в чередовании более или менее выровненных участков, часто поднятых на большую высоту, и резко расчлененных крутосклонных ущелий. Долины врезаны очень глубоко, широко развиты древние ледниковые формы и современное оледенение. Большая часть Тянь-Шаня имеет высоты осевых гребней, выходящие за пределы 5000 м, и отдельные горные узлы и вершины, превышающие 6000 м и даже 7000 м (пик Победы в горном узле Хан-Тенгри 7439 м). Расположение главных хребтов показано на схеме (рис. 64).

Крупнейшая в Тянь-Шане межгорная Ферганская впадина, располагающаяся между системами Чаткальского, Ферганского и Алайского хребтов, имеет абсолютные отметки от 300 до 700 м.

Первые сведения о горных сооружениях Средней Азии содержатся в работе А. Гумбольдта «Центральная Азия», в которой он на основе опросных данных описывает их как систему крупных меридиональных и широтных хребтов вулканического происхождения.

В середине прошлого века в районе оз. Иссык-Куль и горного узла Хан-Тенгри побывал крупнейший русский географ П. П. Се-

менов-Тяншанский. Он был первым европейским естествоиспытателем, который проник в центральную часть Средней Азии. Ознакомившись с геологией этой части страны, Семенов-Тяншанский опроверг мнение А. Гумбольдта о вулканическом происхождении хребтов этой территории.

Во второй половине XIX в. в Средней Азии начали свои многолетние исследования крупные русские геологи И. В. Мушкетов и Г. Д. Романовский, а в начале текущего столетия — В. Н. Вебер и Д. И. Мушкетов. Эти геологи заложили основы современных знаний о геологическом строении Тянь-Шаня. На Памире

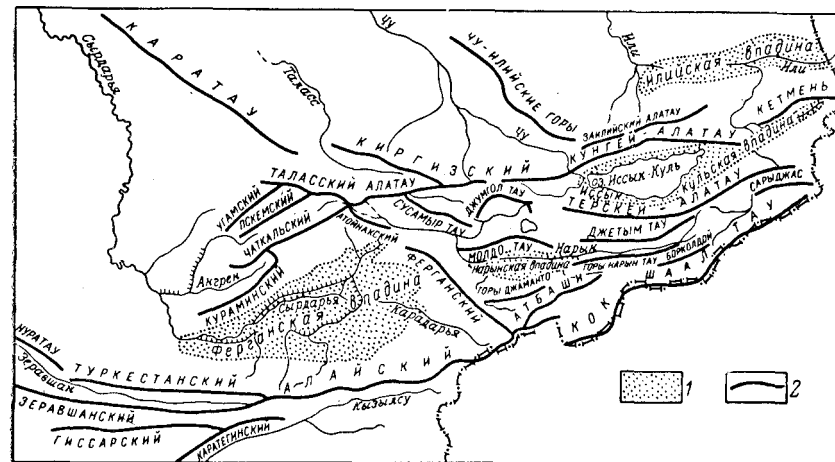


Рис. 64. Схема расположения хребтов и впадин Тянь-Шаня.

1 — межгорные впадины; 2 — основные хребты

первые исследования были произведены в конце XIX в. Д. Л. Ивановым.

В первой четверти двадцатого столетия значительный интерес к изучению Средней Азии проявили иностранные ученые, среди которых прежде всего нужно назвать Г. Мерцбахера, К. Леукса, Ф. Махачека, Р. Клебельсберга и Г. Гайдна.

Средняя Азия наряду с европейской частью России и старейшими горными округами: Уралом, Забайкальем и Алтаем — была одним из первых районов, где еще до Октябрьской революции были начаты геологические съемки. Здесь они проводились с 1906 г., но только после установления Советской власти получили широкий размах. В конце 20-х годов начались планомерные геологические работы, а уже к 1941 г. вся горная часть Средней Азии была покрыта среднемасштабной съемкой. Интенсивные геологические исследования продолжают здесь по настоящее время, в результате чего этот регион относится теперь к числу наиболее хорошо изученных в Советском Союзе.

Большой вклад в исследование горной части Средней Азии внесли ученые старшего поколения В. Н. Вебер, Е. В. Иванов, С. И. Клушников, А. В. Королев, Б. К. Лихарев, А. П. Марковский, Д. И. Мушкетов, Д. В. Наливкин, Б. Н. Наследов, В. А. Николаев, В. П. Ренгартен, Д. И. Щербаков, П. К. Чихачев, П. П. Чуенко, а позже Х. М. Абдуллаев, А. С. Аделунг, Б. П. Бархатов, Б. А. Борнеман, Н. П. Васильковский, П. Д. Виноградов, Н. Г. Власов, Ф. И. Вольфсон, О. С. Вялов, И. Е. Губин, Г. А. Дуткевич, Н. П. Ермаков, Е. И. Зубцов, Е. Д. Карпова, В. Н. Козеренко, А. Д. Миклухо-Маклай, Н. К. Морозенко, А. П. Недзвецкий, С. К. Овчинников, В. Н. Огнев, А. В. Пейве, Б. А. Петрушевский, В. И. Попов, Д. П. Резвой, Н. М. Синицын, В. И. Смирнов, М. И. Шабалкин, С. С. Шульц, а также многие другие геологи, в особенности коллективы Узбекского, Киргизского и Таджикского геологических управлений.

Уже на ранних этапах изучения Средней Азии советских геологов начала интересовать проблема ее геологического районирования. Первая схема, на которой было произведено расчленение всей горной области на регионы с различным геологическим строением, была составлена Д. В. Наливкиным в 1926 г. На геологической карте хорошо видно, что хребты Средней Азии образуют систему дуг: Северная и Центральная обращены выпуклостью на юг, а Южная — на север. Эти три системы Д. В. Наливкин назвал Северными, Центральными и Южными дугами. К Южным дугам были отнесены все хребты Памира и Гиссарской горной системы, к Северным — все горные сооружения, лежащие севернее рек Сырдарья и Нарына, а расположенные между ними — к Центральным дугам.

Несколько иную схему структурного расчленения Средней Азии разработал другой ее выдающийся знаток В. А. Николаев. Он выделил следующие структурно-фациальные зоны первого порядка: Северный Тянь-Шань, Южный Тянь-Шань и Памир. Граница между Южным Тянь-Шанем и Памиром проводится этим ученым по долине рек Сурхоб — Кызыл-су, а западнее — вдоль южного подножия Гиссарского хребта. В центральной части Тянь-Шаня В. А. Николаев установил структурный шов, который на огромном протяжении отделяет северную часть этой горной области от южной. Этот шов был им назван «важнейшей структурной линией Тянь-Шаня», или «Главным Тянь-Шанским разломом». Он четко прослеживается на расстояние свыше 1000 км вдоль Каратау, пересекает Таласский Алатау, дальше следует вдоль южных склонов Терской Алатау и у горного узла Хан-Тенгри уходит за пределы нашей страны. На западе он находит продолжение в разломе, разделяющем каледонские и герцинские структуры фундамента Туранской плиты. Все складчатые сооружения, расположенные севернее этого глубинного разлома, отнесены названным ученым к каледонидам под наименованием Северного Тянь-Шаня, а расположенные южнее — к герцинидам Южного Тянь-Шаня.

В пределах герцинид позднее была выделена краевая структурно-фациальная зона второго порядка — Чаткало-Нарынская, в которую включаются Большой Каратау, система Чаткальских хребтов, впадина Нарына и окружающие ее горные сооружения, а на крайнем востоке — хребты Куйлю и Сарыджас. Ряд среднеазиатских геологов значительную северо-западную часть герцинид выделяет вслед за В. И. Поповым под наименованием Среднего Тянь-Шаня.

Стратиграфия

Принадлежность Тянь-Шаня к числу типичных палеозойских геосинклинальных складчатых сооружений отчетливо выявляется уже при первом рассмотрении геологической карты, на которой ясно видно, что в его строении принимают участие разновозрастные палеозойские и докембрийские породы, тогда как мезозойские и кайнозойские отложения располагаются главным образом по его периферии или же выполняют отдельные впадины. В то же время распределение разновозрастных палеозойских комплексов подчеркивает наличие четко выраженной структурно-фациальной зональности первого порядка: так, докембрий и нижний палеозой преимущественно развиты в Северном Тянь-Шане, средний и верхний палеозой — в Южном.

Д о к е м б р и й. Докембрийские отложения пользуются широким распространением только в Северном Тянь-Шане. В разных районах выделяются обычно нерасчлененные отложения нижней половины докембрия, в которых в ряде мест предполагается участие как нижнепротерозойских, так и архейских образований.

Архейский возраст приписывается многими исследователями разнообразным гнейсам, амфиболитам, мраморам, амфибол-сланцистым кристаллическим сланцам с гранатом, дистеном и силлиманитом, развитым в западной части хребтов *Зайлийский Алатау* и *Кунгей Алатау*. Мощность этих отложений, получивших название актюзской свиты, не менее 5 км.

Многокилометровая толща высокометаморфизованных пород, среди которых преобладают мусковитовые гнейсы, обнажается в *Атбашинском хребте*. Разнообразные гнейсы и кристаллосланцы, мраморы и амфиболиты обнаружены и в других районах Южного Тянь-Шаня [17]. Почти во всех районах отмечается тонкое ритмическое чередование пород разного состава, что является одной из самых характерных особенностей относимых к архею толщ [18]. Следует подчеркнуть, что все они относятся к архею совершенно условно, главным образом на основании высокой степени их метаморфизма; можно, однако, думать, что многие из них относятся к эозойским или еще более молодым образованиям.

В западной части *Киргизского хребта* выделяется мощная (до 6 км) толща нижнего протерозоя. В составе ее (снизу вверх) выделяются три свиты примерно одинаковой мощности — макбальская, пельдинская и каиндинская, состоящие из кварцево-

слюдистых, кварц-хлорит-слюдистых и других сланцев нередко с гранатом, амфиболитов, кварцитов и мраморов. В нижней из этих свит важную роль играют кварциты, средняя сложена в основном сланцами, а верхняя имеет существенно карбонатный состав.

Нижнепротерозойские отложения выделяются также в ряде пунктов Южного Тянь-Шаня. В *Большом Каратау* они представлены гнейсами и амфиболитами мощностью 3—4 км. В *Чаткальском хребте* обнажается толща до 5 км биотитовых, гранат-биотитовых, двуслюдяных и других гнейсов с мощными пачками мраморов (кассанская свита).

Ограниченным распространением пользуется средний протерозой: в Кыргызском и Таласском хребтах, в Каратау он выражен известняково-доломитовой формацией мощностью от 500 до 800 м.

Очень широко в Северном Тянь-Шане распространен верхний протерозой, занимающий особенно значительные площади в Малом Каратау, западной части Кыргызского хребта и в Таласском Алатау. В *Малом Каратау* в основании разреза залегают кокджотская серия филлитов, кварц-хлоритовых сланцев и рассланцованных песчаников мощностью 2—3 км, содержащая коллении. В *Кыргызском хребте* кенкольская серия, залегающая резко несогласно на нижнем протерозое, состоит из мраморизованных известняков, филлитовидных сланцев и кварцитовидных песчаников с редкими прослоями сильно измененных средних эффузивов и их туфов в нижней части разреза. В свите найдены остатки водорослей и споры. Мощность ее около 4 км. В Таласском Алатау в составе верхнего протерозоя выделяется ряд свит песчано-глинистого состава с подчиненными карбонатными породами, общая мощность которых оценивается разными авторами в пределах от 3 до 7 км.

Небольшие выходы верхнепротерозойских отложений, возраст которых часто определяется условно, известны в восточных районах Северного Тянь-Шаня и в Южном Тянь-Шане. Сложены они слабо метаморфизованными терригенными и карбонатными породами, к которым в верхних частях разрезов местами присоединяются вулканиты, претерпевшие зеленокаменные превращения. Мощность верхнего протерозоя колеблется в пределах от 1 до 8 км.

Своеобразный комплекс вендских ледниковых отложений выявлен в Чаткало-Нарынской зоне, где он венчает разрез протерозоя и прослеживается на огромном протяжении от Каратау до хр. Сарыджас. В этом комплексе мощностью до нескольких сотен метров выделяется один или два горизонта тиллитов в сопровождении песчаников, алевролитов, ленточных сланцев и других пород [49].

К е м б р и й. Еще недавно считалось, что кембрий значительно распространен только в Северном Тянь-Шане. Однако довольно широкое развитие отложений этого возраста выявлено в Чаткало-Нарынской зоне и более ограничено — в ряде пунктов Южного Тянь-Шаня. В большинстве случаев кембрий выделен из состава

нерасчлененных ранее нижнепалеозойских или верхнепротерозойских толщ.

Полный разрез кембрийской системы давно уже изучен в *Малом Каратау* В. Н. Вебером, который выделил две свиты нижнего палеозоя — каройскую и тамдинскую. Теперь они переведены в ранг серий и подразделены на свиты. Каройская серия залегает на верхнем протерозое несогласно и состоит в нижней части из песчаников, глинистых сланцев и конгломератов, к которым выше присоединяются известняки и доломиты, а затем — кремнистые сланцы и туфы. Общая мощность серии достигает 4 км. Нижняя ее терригенная часть (большечаройская свита) мощностью около 2 км рядом исследователей относится к верхнему протерозою. Тамдинская серия имеет мощность около 3 км, залегает на каройской несогласно и представлена однообразной толщей известняков и доломитов, причем к кембрию относится только ее нижняя часть мощностью 500—900 м. В основании серии залегает горизонт фосфоритов, сланцев и доломитов с линзами конгломератов мощностью до 100 м. Фауна трилобитов позволяет выделить в составе серии средний и верхний отделы системы.

В хребтах Северного Тянь-Шаня — *Таласском, Сусамырском, Терскей Алатау и Зильийском Алатау* — кембрий всюду залегает несогласно, причем средний и верхний отделы кое-где охарактеризованы фаунистически, а нижний выделяется условно. Эти отложения мощностью до 3—4 км представлены терригенно-карбонатными породами, к которым нередко присоединяются пестроцветные туфы, туффиты, туфогенно-кремнистые породы, а местами и основные лавы.

В *Чаткало-Нарынской зоне* разрез кембрия довольно постоянен. На ледниковых отложениях, относящихся к венду (?), или на более древних образованиях с несогласием залегает существенно карбонатная толща известняков и доломитов, местами замещающихся кремнистыми и глинистыми сланцами; в основании ее обычно располагается горизонт углисто-кремнистых ванадиеносных сланцев. Мощность толщи местами превышает 3 км и она содержит фауну верхнего и верхов среднего кембрия.

В других районах Южного Тянь-Шаня кембрий распространен в виде разобщенных выходов на северных склонах *Туркестанского хребта* и представлен неполно: разрез начинается с ленского яруса, а верхний кембрий вообще отсутствует. Отложения яруса с видимой мощностью более 600 м представлены известняками, чередующимися с глинистыми сланцами, и содержат трилобиты. Амгинский ярус (свыше 2 км) сложен песчаниками, сланцами, конгломератами с линзами известняков, к которым в нижней половине разрезов местами присоединяются основные эффузивы. В известняках найдены многочисленные трилобиты. Майский ярус мощностью до 750 м внизу сложен флишеподобной толщей тонко переслаивающихся глинистых сланцев, мергелей и известняков, в средней части — известняками и песчаниками, а сверху — черными

глинистыми сланцами с прослоями песчаников и песчанистых известняков с фауной.

В низких предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов мало мощные (до 75 м) кембрийские отложения с археоциатами и трилобитами находятся в виде глыб рифидных известняков среди глинистых сланцев силура.

Ордовик. Отложения системы широко распространены в Северном Тянь-Шане, довольно много их в Среднем Тянь-Шане, тогда как в Южном Тянь-Шане они представлены очень ограниченно.

Особенно широко развит ордовик в хребтах *Киргизском*, *Сусамырском* и в районе оз. *Сонкель*. В западной части Киргизского хребта нижняя часть ордовикских отложений, в которых, однако, отсутствуют тремадокский и нижняя часть аренигского яруса, залегает на подстилающих породах трансгрессивно и несогласно и сложена песчаниками и алевролитами, порфиритами, туфами и туффитами с прослоями глинистых сланцев и известняков. Мощность отложений, содержащих фауну верхов нижнего и среднего ордовика, достигает 2,5 км. Выше с разрывом залегает вулканогенно-терригенная толща мощностью свыше 1 км, содержащая фауну среднего или верхнего ордовика, а на ней — еще один терригенно-вулканогенный комплекс (арамсинская свита); базальные конгломераты свиты залегают на подстилающих породах несогласно. В ее составе участвуют гравелиты и красноцветные песчаники с косою слоистостью, следами усыхания и ряби, чередующиеся с эффузивами и туфами разного состава. Арамсинская свита имеет мощность около 1800 м и относится к апгильскому ярусу.

Разрезы, близкие к охарактеризованному, изучены в Сусамырском хребте. Вероятно также, что ордовик входит в состав мощных и широко распространенных в *Кунгей Алатау* и *Терской Алатау* «немых» вулканогенно-осадочных толщ.

В западной части Северного Тянь-Шаня разрез ордовика существенно отличен. В *Малом Каратау* он охватывает большую часть тамдинской серии. Такая же картина отмечается в Таласском Алатау, где ордовик вместе с верхней частью кембрия образует единую карбонатную толщу мощностью около 1000 м.

В *Чаткало-Нарынской зоне* выходы ордовика прослеживаются на огромном протяжении — от Большого Каратау до хр. Сарыджас. Разрезы отличаются полнотой и выдержанностью литологического состава. Они постепенно переходят к кембрию и начинаются известняками, выше которых идут глинистые и кремнистые, нередко ванадиеносные сланцы с граптолитами аренигского и лланвирнского ярусов. Мощность их всего 100—130 м. Выше располагается флишеподобная толща ритмически переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев мощностью от нескольких сотен метров до 1,5—2 км, содержащая богатую фауну граптолитов и брахиопод среднего и верхнего ордовика.

В других районах Южного Тянь-Шаня ордовик известен в виде небольших разобленных выходов в пределах *Туркестано-Алайской горной системы*. Местами он представлен граптолитовыми сланцами или песчано-сланцевыми породами, в других пунктах — терригенно-карбонатными толщами с фауной трилобитов, брахиопод и табулят. Мощность ордовика, взаимоотношения которого с кембрием и силуром в большинстве случаев остаются неясными, измеряется сотнями метров и только в отдельных небольших прогибах достигает 1700—1800 м.

Силур. Силурийские отложения широко распространены во всей геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня. В Чаткало-Нарынской зоне силур развит ограниченно, а в Северном Тянь-Шане отсутствует.

Для большей части Южного Тянь-Шаня этот период характеризуется накоплением мощных толщ терригенных осадков, известняков и эффузивов, которым свойственна резкая изменчивость мощности при переходе от геосинклинальных участков к геоантиклинальным.

В западных районах отложения характеризуются четко выраженной зональностью: литофациальный состав и мощность разрезов в каждой из зон более или менее выдержаны по простиранию, но резко изменяются при переходе из одной зоны в другую. Зоны эти имеют почти широтную ориентировку и каждая из них в свою очередь делится на подзоны.

В северной (Туркестано-Алайской) зоне нижняя часть разреза, в которой по фауне граптолитов выделяются лландоверийский и венлокский ярусы, представлена монотонной толщей темносерых и черных сланцев — глинистых, песчанистых и кремнистых, иногда углистых, к которым местами присоединяются эффузивы, туфогенные породы и известняки. Лудловский ярус в большинстве случаев сложен известняками с руководящими формами брахиопод, на основании которых в нем выделяются пентамеровые *Pentamerus (Conchidium) knighti*, *C. vogulicum*, исфаринские (*Spirifer isfarensis*) и маргиналиевые слои (*Plectatrypa marginalis*); первые относятся к нижнему лудлову, вторые и третьи — к верхнему лудлову. Широко развиты также сланцы с граптолитами. Общая мощность силура в этой зоне от 1,5 до 3 км и только изредка превышает эту цифру.

В Центральной (Зеравшанской) зоне развиты песчано-сланцевые, сланцевые и сланцево-известняковые толщи мощностью до 6—6,5 км.

Южная зона (Зеравшано-Гиссарская) похожа на Северную: нижняя часть разрезов сложена преимущественно граптолитовыми сланцами, а лудловский ярус — брахиоподовыми и амфиподовыми известняками, к которым местами присоединяются сланцы, песчаники и конгломераты, а иногда также эффузивы и их туфы. Мощность отложений в этой зоне примерно такие же, как в Северной.

В хр. *Нуратау* силур сложен терригенно-карбонатными породами мощностью от нескольких сотен метров до 2 км, причем в распределении лудловских отложений также очень четко проявляется фациальная зональность.

В средней части *Ферганского хребта* силур сложен терригенными или терригенно-карбонатными толщами, к которым часто присоединяются эффузивы преимущественно основного состава. Мощность его колеблется от 1200 до 4500 м.

На востоке, в *Кокшаальской геосинклинали* нижний силур отсутствует или же представлен небольшими по площади выходами глинистых и кремнистых сланцев. Верхний силур в некоторых пунктах сложен известняками мощностью до 1000 м, в других — довольно пестрой по составу толщей глинистых, кремнистых и известково-кремнистых сланцев, песчаников, известняков и мраморов, порфиритов и их туфов мощностью 3–4 км.

На большей части территории Срединного Тянь-Шаня силурийские отложения отсутствуют. Неполный разрез известен в *Чаткальском хребте*, где распространены конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, кислые и средние эффузивы и их туфы с прослоями известняков. Судя по фауне граптолитов и табулят, они относятся к лландовери и, вероятно, нижнему венлоку. На нижнем палеозое эти отложения залегают несогласно и имеют мощность до 2 км.

Оценивая общую палеотектоническую обстановку, существовавшую в Южном Тянь-Шане в среднем палеозое, Н. М. Синицын подчеркивает отсутствие коренных различий в фациях и мощностях силура с подстилающими и покрывающими породами: в целом это геосинклинальные образования, не отличающиеся существенно ни в физико-географическом, ни в тектоническом смысле.

Девон. Для девонских отложений Тянь-Шаня весьма характерны резко выраженная изменчивость разрезов в разных структурно-фациальных зонах и резкая смена состава отложений в вертикальном направлении. Выделяются три основных типа разрезов — карбонатный, терригенный и вулканогенный, обладающие различной стратиграфической полнотой и нередко замещающие друг друга на коротких расстояниях.

Нижний отдел в Северном и Срединном Тянь-Шане отсутствует, но очень широко развит в Южном. Представлен он преимущественно слоистыми и рифогенными известняками мощностью 700–1000 м, залегающими согласно на силуре и содержащими внизу *Karpinskia varganensis* (жединский ярус), а выше — *Karpinskia conjugula* (кобленцкий ярус). В *Туркестанском хребте* с известняками перемежаются кремнистые породы, местами слагающие до 50% разреза. В *Алайском хребте* наряду с известняковым разрезом терригенный тип разреза, выраженный песчаниками, конгломератами и сланцами (джидалинская свита) мощностью до 1100 м. В низких предгорьях Алайского хребта имеется и вулканогенный тип разреза, представленный диабазами, порфиритами, туфами,

туфопесчаниками и кремнистыми сланцами с пачками известняков. Для *Атбашинского хребта* типичен терригенный разрез, похожий на Алайский, но содержащий прослои и линзы известняков.

Средний девон широко распространен в Южном Тянь-Шане, в Срединном он развит более ограниченно, а в Северном отсутствует.

Эйфельский ярус в большинстве мест выражен известняками мощностью до 500 м. Живетский ярус распространен более широко и во многих случаях залегает резко трансгрессивно на различных горизонтах среднего палеозоя. Особенно характерен карбонатный тип разрезов в Алайском и Туркестанском хребтах, мощность известняково-доломитовых отложений колеблется здесь от 300 до 800 м. Нередко живетский ярус выражен в вулканогенных литофациях и достигает в этом случае 2–2,5 км.

В *Чаткальском хребте* эйфельский ярус отсутствует, а живетский сложен преимущественно пестроцветными песчаниками. В *Каратау* литофациально сходный пестроцветный комплекс залегает на размытой поверхности ордовика. Состоит он из песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов, достигает мощности 1000–1500 м и условно относится к нижнему — среднему девону.

Верхнедевонские отложения встречаются во всех крупных структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня. Связаны они с ясно выраженной трансгрессией, однако морские условия охватывали только Южный и отчасти Срединный Тянь-Шань, тогда как Северный Тянь-Шань был областью накопления континентальных образований.

Во всей *Алай-Кокшаальской области* накапливались карбонатные осадки; таким образом здесь отмечается как бы продолжение процесса, который местами начался еще в живетском веке. Повсеместно развитые известняки и доломиты с редкими прослоями терригенных пород содержат типичную фауну франского и фаменского ярусов — *Cyrtospirifer archiaci*, *C. ex gr. verneuili*. Мощность их от нескольких сотен метров до 1000–1200 м.

В районах развития вулканогенного нижнего и среднего девона верхнему отделу отвечает толща в 350 м туфопесчаников и туфов с бомбами диабазовых порфиритов и прослоями кремнистых сланцев. В Туркестано-Алайской горной системе известны терригенные образования, залегающие несогласно на различных горизонтах силура или на терригенном нижнем — среднем девоне, состоящие из песчаников, глинистых сланцев и конгломератов, мощность от 160 до 1000 м.

В Чаткальском хребте и Каратау к франскому ярусу относят пестроцветные песчаники и конгломераты мощностью до 2 км, а палеонтологически охарактеризованный фаменский ярус сложен известняками и мергелями, отчасти глинистыми сланцами мощностью от 800 до 1200 м.

В Северном Тянь-Шане в течение верхнего девона происходило накопление в отдельных прогибах континентальных красноцветных песчаников и конгломератов мощностью до 2,5 км, а в восточных районах — также континентальных преимущественно кислых эффузивов и их туфов.

К а р б о н. Каменноугольные отложения известны в Тянь-Шане повсеместно, но по своему характеру и генезису они резко отличны в северной и южной его частях.

В Южном и Среднем Тянь-Шане нижний карбон представлен преимущественно известняками. Турнейский ярус со *Spirifer tornacensis* обнаружен только местами, в отличие от широко распространенных отложений визе и намюра. Визейские известняки, содержащие *Productus giganteus*, имеют мощность от нескольких сотен метров до 1000 м. В сложении намюра, который с трудом отделяется от визе, наряду с обычными известняками участвуют кремнистые, глинистые и углистые разности, содержащие пачки песчано-глинистых и кремнистых пород; возраст их датируется на основании находок *Spirifer bisulcatus* и другой фауны.

Башкирский и низы московского ярусов, содержащие, соответственно, *Spirifer bisulcatiformis* и *S. mosquensis*, представлены в одних районах известняками, в других — терригенными породами с отдельными прослоями известняков, а местами эффузивов. Пространственное расположение пород разного литофациального состава и мощности подчеркивает наличие в это время четко выраженной зональности. Мощность их измеряется несколькими сотнями метров. Верхняя часть московского яруса повсеместно сложена песчано-глинистыми породами, местами с прослоями известняков и конгломератов; мощность изменяется от 150—200 до 1200—1500 м.

Верхний карбон залегает согласно, реже с угловым несогласием и всюду сложен терригенными породами — песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами, иногда с редкими прослоями известняков. Мощность 1,5—2 км, но местами достигает 4 км.

В *Зеравшанском хребте* нижний карбон представлен терригенно-карбонатными породами, к которым в нижней части разрезов местами присоединяются эффузивы и туфы. Здесь выделяются низы турнейского, верхи визейского и намюрский ярусы; верхи турне и низы визе отсутствуют. Общая мощность отдела превышает 1000 м. Средний карбон мощностью свыше 2 км залегает с разрывом и сложен основными и средними вулканитами, кремнистыми и другими сланцами с подчиненными песчаниками и известняками. Верхний карбон представлен алевролитами с линзами конгломератов и известняков мощностью около 1,5 км.

В *Гиссарском хребте* в течение значительной части каменноугольного периода формировались мощные осадочно-вулканогенные толщи эвгеосинклинального типа, в том числе спилит-диабазовая и андезитовая формации (рис. 65). Специфические формации накапливались в это же время в зоне Южногиссарского

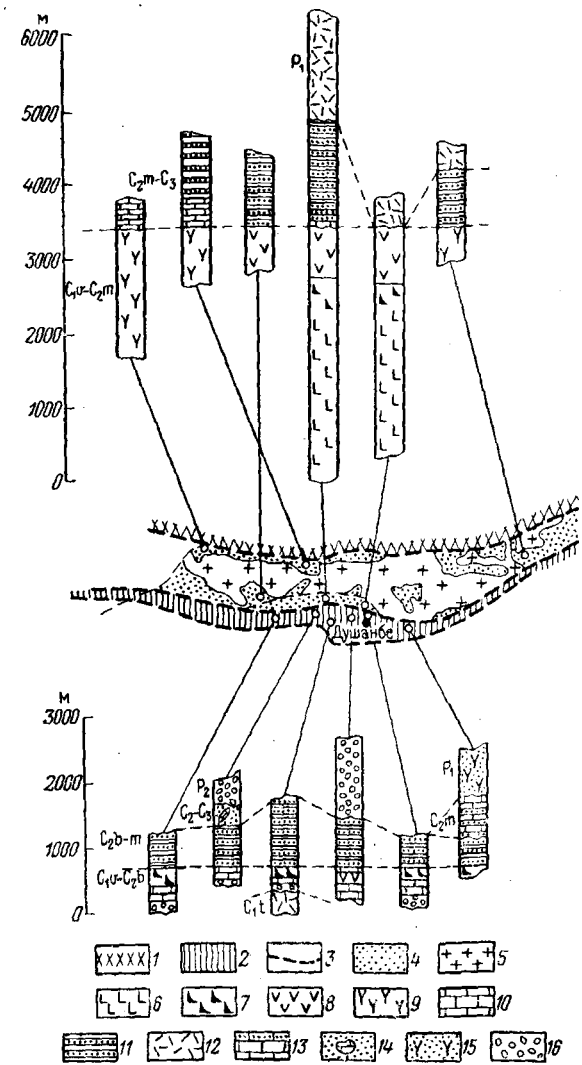


Рис. 65. Схема сопоставления каменноугольно-пермских разрезов Южногиссарской магматогенной зоны и Южногиссарского краевого шва (по Э. А. Портнягину и др.).

1 — Северогиссарский глубинный разлом; 2 — Южногиссарский крайовой шов; 3 — региональные разломы; 4 — метаморфические, вулканогенные и осадочные комплексы магматогенной зоны; 5 — гранитоиды Гиссарского плутона; 6 — спилит-диабазовая формация; 7 — «красные породы»; 8 — базальто-андезитовая субформация; 9 — андезит-дацитовая субформация; 10 — карбонатная формация; 11 — флишеидная формация; 12 — липаритовая формация; 13 — терригенно-карбонатная формация; 14 — формация обвалов и оползней; 15 — андезит-дацит-липаритовая формация; 16 — молассовая формация

глубинного разлома — липаритовая, вулканогенно-рифогенная, флишоидная (с элементами «дикого флиша») и другие [85].

В хр. *Кокшаалтау* нижний карбон сложен морскими терригенными и известняковыми литофациями и имеет мощность от нескольких сотен метров до 2 км и более. Выше с перерывом залегает флишоидная песчано-сланцевая толща с пачками известняков, содержащих фауну башкирского и московского ярусов и верхнего карбона. Мощность этой толщи достигает 2 км.

В хребтах *Каратау*, *Чаткальском* и западном окончании *Таласского Алатау* нижний карбон представлен исключительно в морских карбонатных литофациях. Разнообразные известняки с единичными пачками мергелей имеют мощность до 2,5 км и содержат очень богатую и разнообразную фауну, на основании которой не только выделяются все ярусы, но последние подразделены на подъярусы. Верхняя часть этой карбонатной толщи, судя по некоторым фораминиферам, вероятно, относится уже к башкирскому ярусу.

В юго-западной части Чаткальской горной системы, в *Курамлинском хребте* широко развиты мощные вулканогенные образования, которые расчленены на 6—7 свит, объем и возрастное положение которых понимаются, однако, несколько по-разному. В основании залегают конгломераты, туфоконгломераты и песчаники с линзами известняков, содержащих фауну намюра, а выше следуют переслаивающиеся кислые и средние вулканыты общей мощностью до 2 км. Эта нижняя часть вулканогенно-осадочной толщи относится к верхам нижнего карбона — среднему карбону. Верхний карбон залегает с резко выраженным несогласием и конгломератами в основании и в свою очередь разделен внутренними несогласиями на три части. Нижняя из них (акчинская свита) мощностью от 300—400 до 1500 м состоит из кислых и средних эффузивов и их пирокластов, средняя лагунно-континентальная начинается конгломератами, туфоконгломератами и туфопесчаниками, выше которых следуют кислые эффузивы и их туфы, чередующиеся с песчаниками, сланцами и известняками общей мощностью от 100 до 400 м и, наконец, верхняя начинается такими же базальными горизонтами и состоит из разнообразных вулканогенных пород преимущественно кислого состава, окрашенных в разные цвета и имеющих мощность от 700—800 м до 2—2,5 км.

В *восточной части Срединного Тянь-Шаня* в районе оз. Сонкель и далее к востоку нижний карбон обычно лежит на девоне согласно, но в хр. Сарыджас из разреза выпадает турнейский ярус. Сложен отдел терригенно-карбонатной толщей, в которой на основании руководящих форм брахиопод выделяются все ярусы: турнейский имеет мощность от 700 до 1500 м, визейский — от 400 до 1500 м, намюр — 600 м. Среднекаменноугольные отложения развиты ограниченно, залегают несогласно и сложены песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами и основными эффузивами с редкими прослоями известняков. Общая их мощность

сильно изменчива и доходит до 1000 м. Верхний карбон здесь, по-видимому, отсутствует.

В *Северном Тянь-Шане* на красноцветах верхнего девона залегают сероцветные конгломераты и песчаники, вероятно относящиеся к турнейскому ярусу и имеющие мощность от 1200 до 2500 м. Отложения визе и намюра отличаются от турнейских присутствием известняков с морской фауной и вулканогенных пород, а также значительно меньшей мощностью — всего до 650 м; местами они замещаются озерно-дельтовыми отложениями или терригенно-вулканогенными образованиями. Средний карбон представлен терригенными красноцветными породами, местами обогащенными туфогенным материалом, с прослоями известняков и гипсов; мощность его резко изменяется от десятков метров до первых тысяч метров. Верхнекаменноугольные отложения в Северном Тянь-Шане отсутствуют.

Пермь. Отложения системы известны только в некоторых частях Южного и Срединного Тянь-Шаня и представлены осадочными толщами молассового типа и вулканогенно-осадочными образованиями.

В низких предгорьях Алайского хребта, в горах *Кара-Чатыр*, известен наиболее полный разрез перми. Нижний отдел подразделяется на две резко отличающиеся части, которым А. Д. Миклухо-Маклай придает значение ярусов. Нижний карачатырский ярус мощностью до 1200 м залегает согласно, состоит из песчаников, сланцев и карбонатных пород и содержит фораминиферы (в том числе и швагерини), губки, ругозы и брахиоподы; в более восточных районах терригенные осадки этого возраста достигают мощности до 3 км. Второй ярус нижней перми — дарвазский — залегает резко несогласно и состоит внизу из конгломератов и песчаников, а выше — из красноцветных песчаников и алевролитов с пластами кислых эффузивов общей мощностью около 2 км. К верхней перми относят низы континентальной мадыгенской свиты мощностью всего около 60 м, представленные глинисто-песчанистыми угленосными осадками, неразрывно связанными с мезозойскими отложениями.

Пермские отложения в юго-западной части *Чаткальской горной системы* образуют единый вулканогенно-осадочный комплекс с карбоном. Нижняя пермь залегает с резким угловым несогласием на каменноугольных и девонских породах. Начинается она конгломератами, туфоконгломератами, песчаниками и туфопесчаниками, к которым выше присоединяются средние и кислые эффузивы, туфы, туфобрекчии и лавобрекчии, известняки и сланцы с обильной флорой. Максимальная мощность толщи достигает 2 км. Верхнепермские отложения залегают на более древних, вплоть до девонских, также резко несогласно; они входят в состав кызылнуринской свиты, верхняя часть которой, вероятно, относится уже к триасу. Сложена она преимущественно кислыми лавами и туфолавами с резко подчиненными туфами,

красноцветными конгломератами и песчаниками с флорой. Мощность ее около 1 км.

Вулканогенно-осадочный комплекс условно пермского возраста развит на южном склоне *Гиссарского хребта*. Верхняя его часть сложена преимущественно континентальной молассой, а нижняя — разнообразными вулканогенными образованиями среднего и кислого состава. Вулканогенная толща отделена от вышележащих пород несогласием. Мощность всего комплекса не менее 1 км, а местами значительно превышает эту цифру.

Т р и а с. Триас развит крайне ограниченно и представлен континентальными образованиями нижнего отдела, обычно неразрывно связанными с пермью, и верхнего отдела, которые в свою очередь тесно связаны с континентальными юрскими отложениями.

Кроме Чаткальской горной системы, где нижний триас условно может быть выделен в составе уже упоминавшейся вулканогенной кызылнуриной свиты, отложения этого возраста известны еще только в урочище Мадыген в Южной Фергане. Они слагают верхнюю часть мадыгенской свиты и представлены желто-серыми и красными конгломератами и глинами мощностью 250 м.

Несколько более широко распространены отложения верхнего отдела, в особенности рэта. Они образуют ряд изолированных выходов в Северной и Южной Фергане, в бассейне р. Ягноба, в Ферганском хребте и в Квактау. В большинстве случаев это пестроцветная терригенная толща — конгломераты, песчаники и глины — мощностью от нескольких десятков метров до 300—600 м.

Ю р а. Юрские отложения занимают значительные площади в южной части Ферганского хребта и в юго-восточной части Каратау; в других районах известны только обрывки этих отложений, хотя они, по-видимому, были распространены более широко, но уничтожены размывом.

В *Ферганском хребте* юрские отложения образуют Восточно-ферганский угленосный бассейн. В разрезе выделяется пять свит, нижнюю из которых относят еще к рэту, а верхнюю — к доггеру или мальму. Главными породами, слагающими свиты, являются аргиллиты и алевролиты с пластами и линзами угля, но в составе двух нижних свит значительную роль играют конгломераты. Мощность толщи изменяется в широких пределах — от 100—1000 м до 3 км, причем увеличение мощности происходит по мере приближения к прямолинейной северо-восточной границе распространения юрских пород, которая совпадает с Таласо-Ферганским разломом.

Западнее юрские угленосные отложения в виде небольших разобщенных, но многочисленных выходов известны в *Южной Фергане*. Они залегают резко несогласно на палеозое, иногда на триасе и имеют мощность от 100 до 800 м, редко больше. Сложены они песчано-глинистыми породами, с линзами конгломератов

в нижней части разрезов, где сосредоточены и главные угольные пласты, в ряде мест имеющие промышленную мощность.

Анализируя литофациальный характер и пространственное распространение юрских отложений, Д. П. Резвой нарисовал убедительную картину ландшафта этого времени: поверхность раннеюрского континента представляла собой всхолмленную, покрытую богатой растительностью область с многоводными реками, впадающими в крупные озера, располагавшиеся в южной части Ферганского хребта (рис. 66).

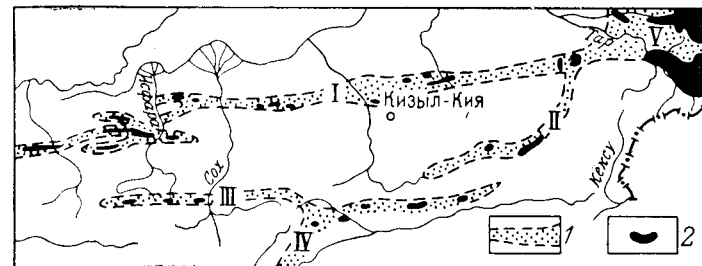


Рис. 66. Схема распределения континентальных отложений нижней и средней юры Южной Ферганы (по Д. П. Резвому).

1 — юрские речные долины и низменности (предполагаемые контуры); 2 — выходы юрских и меловых отложений (аллювиальные, пролювиальные и озерно-болотные накопления). Долины: I — Южноферганская, II — Кичикалайская, III — Тамынгенская, IV — пра-Сурхобская, V — Восточноферганская заболоченная низменность

Озерные отложения в *Каратау* образуют полосу шириной до 10 км, протягивающуюся на расстояние свыше 150 км вдоль «линии Николаева». В основании угленосной толщи залегают конгломераты, сменяющиеся песчано-глинистыми осадками с прослоями и линзами конгломератов, углей и горючих сланцев, с флорой лейаса, доггера и, возможно, рэта. Верхняя часть разреза состоит из тонколистоватых мергелей с прослоями известняков и известковистых песчаников и содержит остатки рыб и флору верхней юры. Мощность этих отложений от 1500 до 2300 м.

М е л. Меловые отложения широко развиты только в Ферганской впадине, незначительные их выходы известны в горных сооружениях Южного Тянь-Шаня; восточнее Таласо-Ферганского разлома они практически отсутствуют.

Наиболее мощный разрез изучен в западных предгорьях *Ферганского хребта*. На юрских или палеозойских отложениях залегают красноцветная чангетская серия мощностью от 700 до 1100 м, возраст которой датируется как ранний мел — сенман. Внизу она состоит из конгломератов, затем идут глины, к которым присоединяются песчаники, преобладающие в верхней части серии. Морские терригенно-карбонатные отложения турона мощностью

всего до 100 м начинаются очень постоянным экзогировым горизонтом, состоящим из глин с прослоями ракушечниковых известняков. Выше снова следует красноцветная терригенная толща мощностью от 100 до 250 м, включающая осадки верхнего турона и нижнего сенона, а затем лагунные и морские отложения верхней части отдела мощностью 200—250 м, состоящие из глин и песчаников, гипсов, мергелей и известняков.

В более западных районах *Ферганской впадины* разрезы мела в общих чертах сходны с описанным, но отличаются меньшими мощностями. В высокогорных районах встречаются мощные, иногда свыше 1000 м, красноцветные отложения, похожие на чапгетскую серию.

Особо следует упомянуть о меловых отложениях «Алайского пролива» — участка на восточном окончании *Алайского хребта* в виде узкой полосы мела и палеогена, через который происходило соединение морских и лагунных бассейнов Ферганы и Южного Таджикистана. Здесь развиты красноцветные отложения сеномана мощностью около 500 м, состоящие из конгломератобрекчий и песчаников, а выше — из глин, песчаников и гипсов пестрой окраски; в юго-западном направлении мощность их уменьшается, а верхняя часть замещается известняками. Верхний мел начинается глинами, мергелистыми известняками и известковистыми песчаниками экзогирового горизонта мощностью 100—130 м, на котором располагается толща пестроцветных терригенных пород и гипсов мощностью свыше 300 м.

П а л е о г е н. Палеогеновые отложения, представленные в морских и лагуно-морских терригенно-карбонатных литофациях, широко развиты на всей территории Средней Азии к западу от Таласо-Ферганского разлома. В пределах Тянь-Шаня лучшие их разрезы находятся в *Ферганской впадине*. В частности, эталонным является исфаринский разрез, разделенный на ряд свит, которым многие исследователи вслед за О. С. Вяловым придают значение ярусов.

В разрезе по р. Исфара на гипсах верхнего мела залегает бухарская свита палеогена, состоящая из зеленых глин, кварцевых песчаников, известняков и глинистых доломитов с *Corbula*; мощность ее 73 м. Сузакская свита относится к нижнему эоцену и сложена известковистыми красными и зелеными глинами с гипсами и песчанистыми прослоями мощностью 32 м. Алайская свита (средний эоцен) состоит из зеленых глин с прослоями мергелей и известняков с *Ostrea turkestanensis*; мощность ее 45 м. Туркестанская свита относится к нижней части верхнего эоцена, имеет мощность 58 м и сложена зелеными известковистыми глинами, в верхней части гипсоносными, с прослоями известняков, состоящих из раковин *Fatina esterhazyi* и *Gryphaea romanovskyi*. Следующие свиты — рипшанская и исфаринская мощностью соответственно 26 и 27 м — также относятся к верхнему эоцену; рипшанская свита состоит из мергелей, зеленых и бурых глин, частично

загипсованных, с *Platigena asiatica*, исфаринская — из гипсоносных глин с *Aralocardia eichwaldi* и *Turitella ferganensis*. Ханабадская свита раннеолигоценового возраста имеет мощность 32 м и состоит из ярко-зеленых пластичных глин с горизонтом мергельных конкреций с *Ostrea tianschanensis*. Венчает разрез среднеолигоценовая сумсарская свита, сложенная малиновыми известковистыми глинами с фосфоритовыми стяжениями в основании, песчаниками и песками с *Exogyra galeata*; мощность ее около 15 м. Общая мощность разреза около 270 м.

В *Алайском «проливе»* мощность палеогена резко увеличивается и превышает 850 м, хотя отложений, располагающихся выше рипшанской свиты, здесь нет.

В *Алайском хребте* (в Алайской долине) на гипсоносных глинах датского яруса залегают известняки и мергели мощностью свыше 350 м, в нижней части которых заключена фауна бухарской свиты. Западнее — в долине р. *Сурхоб* и Каратегине, также известны близкие по литофациальному характеру палеогеновые отложения.

Верхнюю часть олигоцена и нижний миоцен объединяют в одну толщу, получившую название массагетской серии. В юго-восточной Фергане и Алайском «проливе» она залегает трансгрессивно на разных горизонтах палеогена, имеет резко изменчивую мощность — от нескольких десятков метров до 1 км и сложена кирпично-красными песчаниками или глинами, местами чередующимися. Во внутренних частях впадины мощность их резко увеличивается: так, в Намаганской опорной скважине неполная вскрытая их мощность достигает 1700 м.

Во впадинах восточной части Тянь-Шаня — Иссыккульской, Нарынской и более мелких — также развиты красноцветные отложения, объединяющие верхи олигоцена и низы миоцена. Сложно чередующиеся в разрезе конгломераты, песчаники и глины местами содержат прослой карбонатных пород. Мощность их от десятков до нескольких сотен метров, но в восточной части Иссыккульской впадины превышает 1 км.

Н е о г е н. Неогеновые отложения обычно не отделяются от нижнеантропогеновых, представлены исключительно континентальными породами и развиты в основном в крупных межгорных впадинах, где нередко достигают огромной мощности.

В Ферганской впадине этот возраст имеет бактрийская серия, которая делится на ряд свит и имеет мощность до 5—6 км. В составе ее участвуют глины, песчаники, конгломераты, иногда мергели с гипсом и солью и отдельные прослой известняков.

Сходный характер имеют разновозрастные отложения во впадинах восточной части Тянь-Шаня, но максимальная их мощность вдвое меньше.

А н т р о п о г е н. Кроме нерасчлененных плиоцен-антропогеновых отложений, имеющих характер континентальных моласс, в разных районах развиты отложения антропогена различных

генетических типов. Среди них находятся аллювиально-пролювиальные конгломераты древних сухих дельт (особенно типично представленные в Южной Фергане), мощные «брекчии осыпей», аллювий террас, повсеместно развитые в высокогорьях древние и современные ледниковые образования, озерные и эоловые отложения.

Магматизм

Докембрийские магматические породы сосредоточены в Северном Тянь-Шане. В нижних частях докембрийских комплексов нередко встречаются амфиболиты. В верхнем протерозое вулканиты разного состава в ряде мест принимают существенное участие в разрезах. Лейкократовые граниты протерозойского возраста в виде пластообразных тел известны в северных хребтах — Киргизском, Кунгей Алатау и других, а южнее — в хребтах Куйлю, Сарыджас и Терской Алатау. К верхнему протерозою относят крупные массивы лейкократовых порфиroidных гранитов; для них имеются единичные определения абсолютного возраста — 525 млн. лет. Учитывая эти данные, можно предполагать, что граниты завершают байкальский тектоно-магматический этап.

Магматические породы раннепалеозойского тектоно-магматического этапа широко распространены также в пределах Северного Тянь-Шаня.

Наиболее древние вулканогенные породы этого возраста, входящие в состав нижнего кембрия, представлены разнообразными, в той или иной мере измененными лавами, главным образом спилитами, а также зелеными сланцами. В Киргизском хребте, Заилийском Алатау и других районах с ними тесно связаны интрузивные залежи габбро и небольшие тела перидотитов, пироксенитов и серпентинитов. В Терской Алатау этот же возраст имеют пластообразные тела диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов.

В дальнейшем вулканическая деятельность происходила на протяжении всего раннего палеозоя, но масштабы ее были неодинаковы. В центральных и восточных районах Северного Тянь-Шаня основные и средние вулканиты находятся в составе мощных кембрийских и среднеордовикских толщ, а в конце ордовика к ним присоединяются кислые лавы и их туфы. В Среднем и Южном Тянь-Шане вулканическая деятельность была менее интенсивной. В Южном Тянь-Шане она местами проявилась в накоплении в течение среднего кембрия мощных основных эффузивов и их туфов, а в Чаткальской горной системе — в виде излияний диабазов в верхней половине ордовика.

Наиболее широко развиты каледонские гранитоиды, слагающие значительную часть территории Северного Тянь-Шаня и абсолютно преобладающие среди интрузивных пород. К ним относятся крупные батолиты Сусамырский, Кунгейский, Терскойский

и другие с площадью выходов до нескольких тысяч квадратных километров. Массивы эти характеризуются крутыми боковыми контактами, пологой кровлей и сложным многофазным строением. Среди слагающих пород резко преобладают граниты и гранодиориты, но в краевых зонах находятся относительно более ранние основные разновидности — сиенит-диориты, габбро-диориты и габбро; наиболее поздними являются лейкократовые граниты. Жильная серия представлена гранит-порфирами и кварцевыми порфирами, пегматитами, аплитами и лампрофирами. Для этого комплекса имеется много определений абсолютного возраста, на основании которых можно говорить о его формировании в интервале 370—420 млн. лет.

Особое значение имеют очень широко развитые и многообразно представленные в разных структурно-фациальных зонах магматические породы средне-позднепалеозойского тектоно-магматического этапа.

В Северном Тянь-Шане с концом девонского и началом каменноугольного периода связано накопление в наземных условиях основных, средних и особенно кислых вулканитов. Интрузивная деятельность была значительно более интенсивной. По геологическим данным четко устанавливается существование двух гипабиссальных интрузивных комплексов — раннекаменноугольного и позднепалеозойского. Интрузивы невелики и располагаются в пределах узких линейно вытянутых зон северо-западного и северо-восточного простираний. Положение отдельных массивов контролируется разрывными нарушениями. В составе первого из названных возрастных комплексов участвуют диориты, диорит-сиениты, гранодиориты, граниты и кварцевые порфиры, слагающие тела величиной до 100—200 км², обычно же площади их значительно меньше. Второй комплекс представлен малыми интрузиями в виде небольших штоков, даек и некков. Они имеют многофазное строение и сложены щелочными сиенитами, трахитами, трахиандезитами, гранитами и жильными породами сиенитовой группы. Определения абсолютного возраста показывают значения от 240 до 280 млн. лет, находящиеся в полном соответствии с геологическими данными.

Особенно широко распространены средне- и позднепалеозойские магматические проявления в Южном Тянь-Шане. В начальном этапе развития, охватывающем весь средний палеозой, характерно развитие эффузивных и интрузивных пород основного состава. Эффузивы представлены спилитами и диабазами, отчасти порфиритами, а интрузивные породы — ограниченно развитыми габбро-диабазами силурийского или раннедевонского возраста и более поздним, по-видимому, ранне-среднекаменноугольным габбро-перидотитовым комплексом. В состав последнего входят мелкие тела перидотитов, пироксенитов, серпентинитов и несколько более крупные тела габбро и габбро-диабазов. Все эти породы образуют офиолитовый пояс огромной протяженности,

проследивающийся от Нуратау до восточных хребтов Кокшаальской системы.

В течение позднего палеозоя в разных районах Южного Тянь-Шаня происходит внедрение гранитоидов двух возрастных групп — каменноугольных и пермских. Относительно более ранний многофазный комплекс первой группы (гранитоиды Нуратау) был сформирован в конце среднего карбона. В его составе участвуют диориты, кварцевые диориты и граниты, образующие массивы величиной до нескольких сотен квадратных километров. Гранитоиды несколько более позднего комплекса этой же группы (позднекаменноугольные) распространены наиболее широко. К ним относятся крупные массивы, в том числе огромный Гиссарский плутон, площадь которого измеряется тысячами квадратных километров, и более мелкие интрузивы многофазного строения, состоящие из порфировидных гранитов и подчиненных гранодиоритов и кварцевых диоритов. В составе жильной серии находятся гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, пегматиты, аплиты и лампрофиры.

В группе пермских гранитоидов также выделяется два комплекса. Первый из них (вероятно, раннепермский) представлен мелкими, не более нескольких десятков квадратных километров, гиабиссальными массивами, вытягивающимися в виде широтных цепочек в Алайском, Гиссарском и Кокшаальском хребтах и связанными с разрывными нарушениями. В составе их преобладают гранодиориты и монзониты, другие породы — сиенит-диориты, кварцевые диориты и особенно граниты — встречаются реже. Второй комплекс — алайский состоит из щелочных и субщелочных пород — нефелиновых, содалитовых, канкринитовых и щелочно-земельных сиенитов, щелочных и нормальных гранитов, изредка гранодиоритов. Размеры интрузивов — от нескольких километров до 100 км². Они известны в Туркестано-Алайской горной системе, в Зеравшанском и Гиссарском хребтах и в ряде мест прорывают нижнюю пермь. Одни исследователи считают их раннепермскими, другие — позднепермскими. Формационный тип этого интрузивного комплекса и определения абсолютного возраста, дающие цифры от 180 до 237 млн. лет, свидетельствуют в пользу того, что он скорее всего завершает герцинский тектоно-магматический этап.

Очень своеобразно проявлен средне-позднепалеозойский магматизм в Чаткало-Нарынской зоне, особенно в Чаткальской горной системе. Вулканическая деятельность этого этапа началась в силуре и спорадически продолжалась до среднего девона. В толщах соответствующего возраста участвуют альбитофиры и дацитовые порфириты, другие породы имеют ограниченное распространение.

Эпохой особенно бурной вулканической деятельности и многократных интрузивных проявлений был весь поздний палеозой. Вулканические извержения в Чаткальской горной системе начались в намюре и продолжались до начала раннего мезозоя, време-

нами почти затухая, но затем вспыхивая с новой силой. В течение этого времени накопились вулканические толщи огромной мощности. В конце среднего палеозоя происходили преимущественно подводные излияния основных лав, позже ведущая роль перешла к наземным извержениям центрального типа. В среднем и начале позднего карбона резко преобладали дацитовые и андезитовые лавы, затем на первый план выдвинулись кислые эффузивы и их туфы. В конце позднего карбона и начале перми кислые и средние, отчасти основные излияния чередовались, но позже постепенно начали преобладать средние и, наконец, основные лавы. Последний этап вулканической деятельности, охватывающий вторую половину поздней перми и, вероятно, начало триаса, характеризовался излияниями исключительно кислых лав. В восточных районах Чаткало-Нарынской зоны эффузивная деятельность была несравненно более слабой и проявилась только местами в виде излияний в среднем карбоне и перми.

Внедрение разных по составу и геологическим условиям образования интрузивных комплексов происходило в Чаткало-Нарынской зоне многократно. Наиболее древний комплекс, сформированный в конце среднего карбона, состоит из кварцевых диоритов, диоритов и гранодиоритов с подчиненными сиенитами и габбро. Массивы этого возраста известны как в Чаткальской горной системе, так и дальше к востоку. В их составе находятся крупные вытянутые интрузивы и мелкие изометрические тела в ядрах антиклинальных складок.

В конце позднего карбона внедрился второй комплекс, состоящий из порфировидных лейкократовых гранитов, изредка диоритов и других пород гибридного происхождения. Структурное их положение такое же, как среднекаменноугольных массивов, размеры довольно крупные — до нескольких сотен квадратных километров.

В начале пермского периода в западной части Таласского Алатау был сформирован очень своеобразный интрузивно-эффузивный комплекс щелочных пород. Эффузивы представлены лейцитовыми базальтовыми порфиритами и их пирокластами. К интрузивным членам комплекса относятся мелкие гиабиссальные тела шонкинитов, монзонитов, пироксенитов и щелочных базальтоидов.

В Чаткальской горной системе наиболее ранний пермский возраст имеют гибридизированные породы — гранодиориты, сиенит-диориты, кварцевые диориты, монзониты, а более поздний — комплекс лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Интрузивные тела в форме штоков и даек имеют небольшие размеры и лишь изредка достигают несколько десятков квадратных километров. Наиболее молодой гранит-порфировый комплекс (кызылнуринский) представлен небольшими гиабиссальными штоками и дайками и характеризуется значительным разнообразием входящих в него пород. Это преимущественно гранит-порфиры и кварцевые порфиры, граносиенит-порфиры и сиенит-порфиры, сопровождаемые жильной серией, состоящей

из фельзит-порфиров, диабазовых порфиров и разнообразных лампрофиров. Комплекс этот был сформирован, по-видимому, уже в раннем триасе.

Тектоника

Как уже говорилось выше, Тянь-Шань отчетливо разделяется на две части, отличающиеся особенностями строения и истории геологического развития: северная относится к каледонским складчатым сооружениям, а южная — к герциническим. Граница между ними определяется положением системы разломов «линии Николаева».

Каледонские сооружения Северного Тянь-Шаня вместе с каледонидами западной части Центрального Казахстана образуют единую зону ранней консолидации внутри палеозойской Урало-Сибирской геосинклинальной области.

Важную роль в складчатых сооружениях Северного Тянь-Шаня играют крупные выступы нижнего докембрия в Каратау, Киргизском хребте и в районе оз. Иссык-Куль (рис. 67), имеющие характер срединных массивов внутри раннепалеозойской геосинклинали. Общая характеристика их строения была дана В. А. Николаевым. «Внутренняя структура докембрия, — пишет этот исследователь, — отличается большой сложностью и нередко характеризуется сильно сжатыми изоклиналичного типа складками, почти отвесными или несколько наклоненными то к северу, то к югу. Складки, различные по величине, вплоть до мелкой плоччатости, осложнены многочисленными разрывами и дифференциальными движениями неоднородных по составу и физическим свойствам пачек и пластов, т. е. различными проявлениями дисгармоничности и будинажа, региональным развитием кливажа, складок волочения и т. п. Лишь в отдельных случаях внутренняя сложность строения не затемняет проявления более крупных и простых форм складчатой структуры, т. е. антиклинальных и синклиналичных складок первого порядка, таких, как Макбальская брахиантиклиналь в Киргизском хребте» [79].

План каледонских структур в главных чертах согласуется с планом строения докембрийских поднятий и характеризуется двумя преобладающими направлениями простираций: северо-западным на западе и восток-северо-восточным на востоке. Весь комплекс отложений от верхнего протерозоя до ордовика смят в систему крупных антиклиналей и синклиналей линейного типа, часто сильно сжатых, вплоть до изоклиналичных, и нередко имеющих веерообразное строение. Они осложнены дополнительными складками, которые часто наклонены в сторону смежных поднятий, и многочисленными разломами, благодаря чему местами структура приобретает чешуйчатое или блоковое строение. Вверх по стратиграфической вертикали характер складчатости изменяется: уже в верхнеордовикских отложениях крупные складки более пологи и часто приближаются к брахиформным.

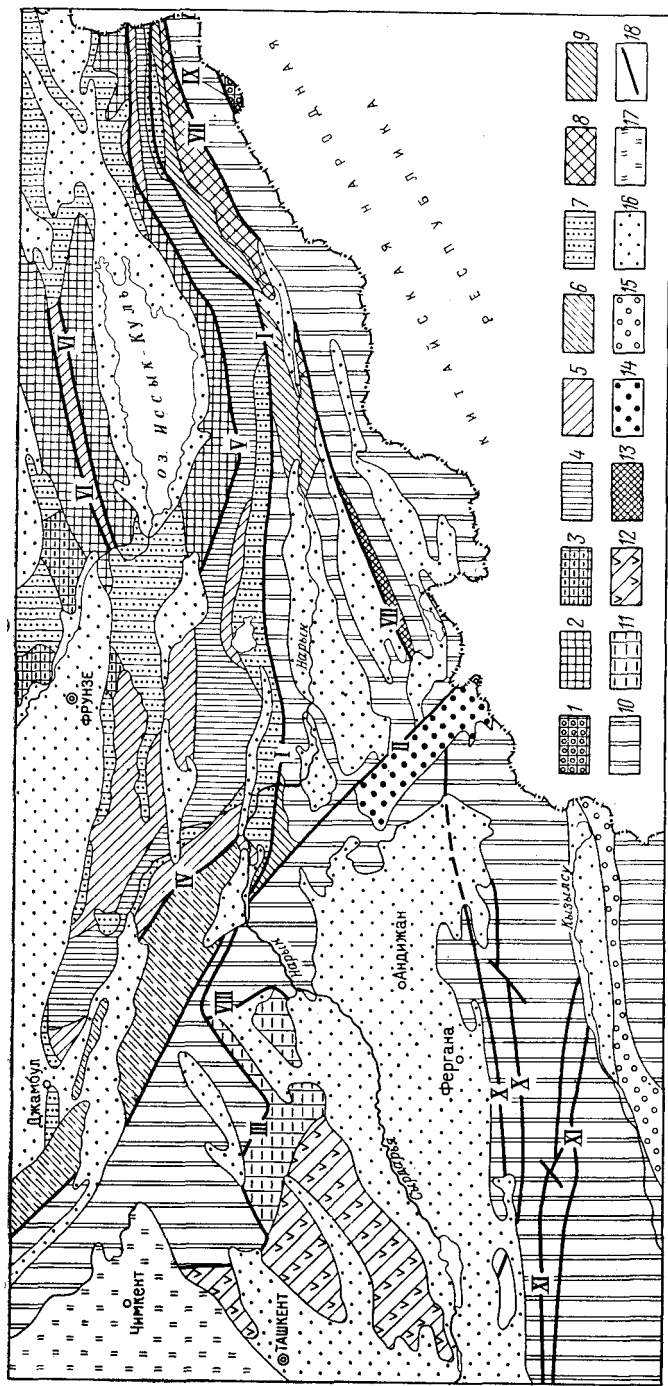


Рис. 67. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня (по В. И. Кнауфу и Д. П. Резвому).

1 — окраина Таримского массива; Северотяньшанская складчатая область; 2 — срединная складчатая область; 3 — эпибайкальский прогиб на срединном массиве; 4 — раннекаледонская складчатая зона; 5 — позднекаледонская складчатая зона; 6 — зона байкальской складчатости, переработанная каледонскими движениями; 7 — эпикаледонские прогибы; Южотяньшанская складчатая система; 8 — остатки срединного массива; 9 — позднекаледонские структуры наложенных прогибов; 10 — зоны герцинской складчатости; 11 — остатки срединного массива, сильно переработанного герцинскими движениями; 12 — вулканогенная зона герцинской складчатости; 13 — Атбашинский блок докембрийского (?) основания; 14 — корский приразломный прогиб; 15 — мезозойско-кайнозойский приразломный прогиб; 16 — мезозойско-кайнозойские мекторные и предгорные ищегорные депрессии; 17 — синеклиза Туранской плиты; 18 — региональные разломы; 1 — важнейшая структурная линия Тянь-Шаня; II — Таласо-Ферганский; III — Кассанский; IV — Иччегетай-Сузамырский; V — Центральнотерекский; VI — Чилико-Кеминский; VII — Атбаш-Ильчакский; VIII — Карасуйский; IX — Гокшальский; X — Южноферганский; XI — Туркестанский

Еще более пологая складчатость (платформенного или полуплатформенного типа) характеризует верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения. Они образуют очень простые пологие складки облекания и моноклинали; крутые складки довольно редки и всегда связаны с надвигами.

Герцинские сооружения Южного Тянь-Шаня по особенностям внутреннего строения и истории геологического развития резко отличаются от каледонид Северного Тянь-Шаня.

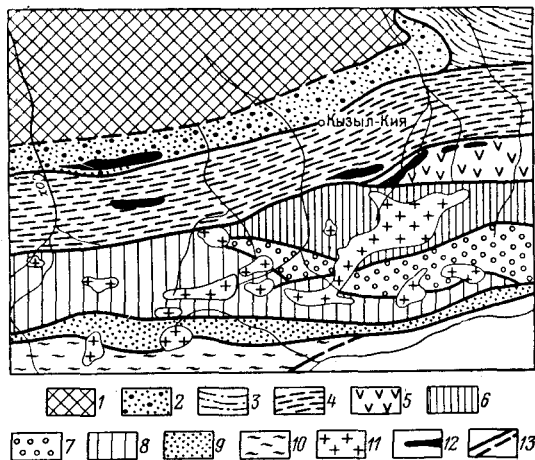


Рис. 68. Схема тектонического районирования Алайского хребта (по Д. П. Резвому).

1 — погребенный Фергана-Кызылкумский срединный массив; геосинклинальная система Южного Тянь-Шаня; 2 — Карацатырский приразломный синклиниорий; 3 — Ош-Араванская тектоническая зона; 4 — зона Южноферганского глубинного разлома; 5 — Киргизайтинская вулканогенная зона; 6 — Кичикалайский антиклинорий; 7 — Сурметал-Гульчинский синклиниорий; 8 — Ходжаачканский антиклинорий; 9 — Туркестанский приразломный синклиниорий; 10 — Зеравшанский антиклинорий; 11 — гранитоиды; 12 — офиолиты; 13 — разломы

Западная половина складчатой системы Южного Тянь-Шаня характеризуется симметричным строением относительно своей центральной — Зеравшанской части (рис. 68), которая образовалась из прогиба геосинклинальной системы. Эта часть в виде веерообразного антиклинория явилась областью раннего (позднесилурийского) поднятия. К северу и югу от Зеравшанского антиклинория располагаются менее крупные антиклинории, также вергентного строения; они сложены среднепалеозойскими породами, среди которых большую роль играют мощные известняки и доломиты, образующие хорошо сформированные линейные складки.

Синклинорные зоны, разделяющие антиклинории, сложены терригенными отложениями верхнего палеозоя и связаны с зонами глубинных разломов [93]. Наиболее крупные зоны такого рода —

Южноферганская и Южногиссарская — ограничивают геосинклинальную систему собственно Южного Тянь-Шаня с севера и юга. Следует отметить, что вдоль этих крупнейших глубинно-разломных зон располагаются пояса развития интенсивного средне- и верхнепалеозойского вулканизма.

Важным структурным элементом является зона Южноферганского глубинного разлома, имеющая сложное блоковое строение с преобладанием моноклиналией (рис. 69) и характеризующаяся крайней невыдержанностью стратиграфического разреза среднего палеозоя в отдельных блоках. С интенсивными блоковыми перемещениями в зоне разлома связано образование лежачих складок и возникновение зон чешуйчато-надвигового строения [92], что

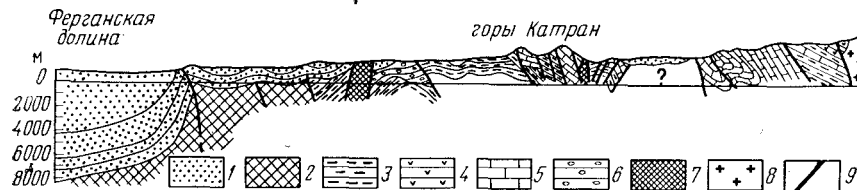


Рис. 69. Геологический разрез через зону Южноферганского глубинного разлома (по Д. П. Резвому).

Формационные комплексы: 1 — мезозойско-кайнозойский терригенный; 2 — палеозой складчатый нерасчлененный; 3 — среднепалеозойский нерасчлененный; 4 — среднепалеозойский вулканогенный; 5 — среднепалеозойский рифоидный; 6 — верхнепалеозойский молассоидный; 7 — гипербазиты; 8 — гранитоиды; 9 — разломы

трактуются некоторыми исследователями как доказательство шарьяжного происхождения структуры Южного Тянь-Шаня [86].

Очень сложным характером складчатых дислокаций обладает Зеравшано-Гиссарская антиклинальная зона, где мощные флишеидные толщи силура смяты в систему мелких крутых складок без ясно выраженной ориентировки, сильно сжатых, вплоть до изоклинальных, и разбитых разломами. На южном склоне Зеравшанского хребта отмечаются участки с чешуйчатым строением, обусловленным закономерным чередованием «клиньев» мощных известняков и сланцев. Еще южнее, в Южногиссарской зоне, древние толщи собраны в сложную систему крутых линейных складок, а верхний палеозой образует значительно более пологие структуры.

Большой интерес представляет вопрос о соотношении структур Восточного Алая и Ферганского хребта, многократно обсуждавшийся в литературе, но не нашедший еще окончательного решения. Простирание Ферганского хребта, резко дисгармонирующее с соседними горными системами Тянь-Шаня, как и некоторые другие геологические особенности прилегающих территорий, в свое время объяснялись Д. И. Мушкетовым влиянием Панджабского выступа Гондваны. Этот исследователь считал Ферганский хребет соединительным звеном между структурами Алая, с одной стороны,

и системой Терской Алатау — с другой, что нашло выражение в идее о гигантской «горизонтальной флекуре», или «сигмоиде», как он назвал всю совокупность структурных элементов палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста. Эта идея в последнее время признана несостоятельной. Один из известных знатоков геологии Тянь-Шаня Н. М. Сеницын убедительно доказал, что палеозойские структуры Восточного Алая не являются непосредственным продолжением структур Ферганского хребта, а образуют крутую выгнутую на север дугу, и поэтому их продолжение следует искать в юго-западных отрогах Кокшаальской системы — южнее оз. Чатыркель. Конфигурация этой «Восточно-Алайской дуги», как и другие важные особенности строения области стыка хребтов Алайского, Ферганского, Кокшаалтау и Заалайского, в частности, резкие изменения здесь простираний, по мнению этого исследователя, нужно рассматривать в связи с историей развития северо-западной части Таримской платформы.

Рассмотрим теперь вкратце тектоническое строение других регионов Южного Тянь-Шаня.

В северных хребтах Кокшаальской системы среднепалеозойские отложения образуют несколько крупных складок с неясно выраженной вергентностью, разбитых разломами на отдельные блоки. Крупные антиклинали и синклинали осложнены более мелкими. На южном склоне хр. Борколдой карбонатные отложения среднего палеозоя по серии крутых надвигов надвинуты на верхнепалеозойские песчано-сланцевые толщи Кокшаала, дислоцированные весьма интенсивно: они образуют сильно сжатые, часто изоклинные складки, развивающиеся на фоне крупных структур более простого строения.

В хребтах Молдотау и Кавактау крупные складки простираются широтно и разорваны многочисленными пологими надвигами, благодаря чему структура приобретает чешуйчатое строение.

Любопытными особенностями строения обладают Чаткальская горная система. Здесь отмечаются элементы древней структуры в виде Кассанской антиклинали, в строении которой принимает участие докембрий. По особенностям соотношения с более молодыми породами и по своей морфологии она близка к упоминавшейся выше Макбальской антиклинали. Средний палеозой образует здесь ряд крупных брахиантиклинорий северо-восточного простирания со сложным внутренним строением. В крайней северо-западной части системы отмечается веерообразное расхождение шарниров складок. На юго-западе широко развиты здесь вулканогенные отложения верхнего палеозоя смяты в довольно простые, но разбитые многочисленными разломами складки меридионального простирания.

Основу палеозойской структуры Ферганского хребта также составляют крупные брахиантиклинории широтного и северо-восточного простирания, осложненные разломами.

Тектоническое строение Большого Каратау по последним данным оказалось не таким сложным, как это предполагалось ранее.

Здесь выделяется несколько крупных антиклинорий и синклинорий северо-западного простирания, имеющих брахиформные очертания (рис. 70). Они состоят из вытянутых параллельных антиклинальных и синклинальных зон, в пределах которых, в свою очередь, выделяются антиклинали и горст-антиклинали, синклинали и грабен-синклинали, осложненные еще более мелкими складками и многочисленными разломами разной величины и формы (рис. 71). В различных по литологическому составу толщах резко проявляется дисгармония между складчатыми структурами, а местами система близких расположенных разломов обуславливает сложное чешуйчатое строение ряда участков.

Все описанные выше тектонические формы характеризуют внутреннюю структуру региона, дальнейшее преобразование которой

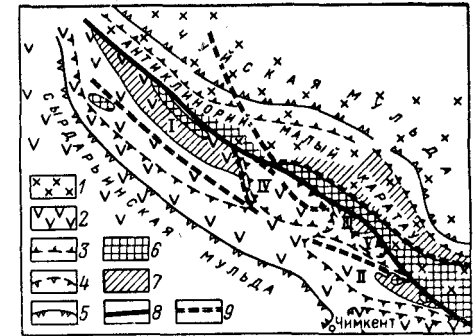


Рис. 70. Схема палеозойской структуры Каратау (по Н. И. Николаеву).

1 — области докембрийско-каледонской стабилизации; 2 — области каледонско-герцинской стабилизации; 3 — границы крупных антиклинорий; 4 — границы палеозойских мульд, испытавших значительные прогибы в мезозое и кайнозое; 5 — границы крупных синклинорий; 6 — приподнятые участки антиклинорий с выходами пород протерозоя; 7 — то же с выходами нижнего палеозоя; 8 — Главный Каратауский разлом; 9 — главные линии наблюдаемых и предполагаемых разломов. Антиклинории: I — Северо-Западного Каратау, II — Боролдайский, III — Байжансайский; синклинории: IV — Центрального Каратау, V — Бугуньский

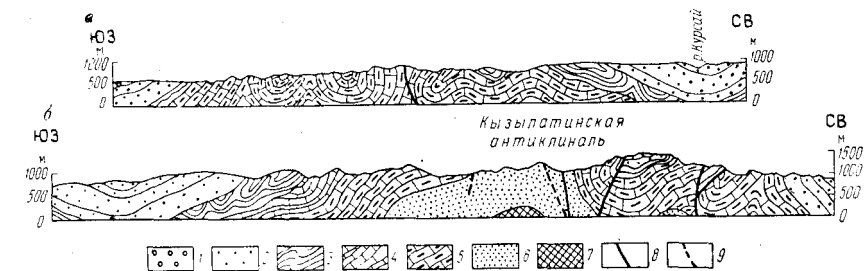


Рис. 71. Геологические разрезы хребта Большого Каратау (по В. В. Бронгулеву).

1 — мезозойско-кайнозойские комплексы; 2 — турнейский ярус; 3 — амансайская и курнебайская свиты фаменского яруса; 4 — хотынкамальская свита фаменского яруса; 5 — хантагинская свита того же яруса; 6 — тулькубашская свита нерасчлененных среднего и верхнего девона; 7 — долевоновский комплекс; 8 — крупнейшие разрывные нарушения установленные; 9 — разрывные нарушения предполагаемые

было связано в основном со сводово-глыбовыми дислокациями этапа новейших тектонических движений.

Мезозойские и кайнозойские отложения всюду налегают на палеозой с резким угловым несогласием и отличаются простотой тектонических форм. В результате новейших движений были сформированы очень крупные поднятия и разделяющие их прогибы, имеющие форму весьма пологих складок большого радиуса. Они в свою очередь осложнены близкими по форме образованиями второго порядка, нередко разбиты разломами, и имеют в этом случае

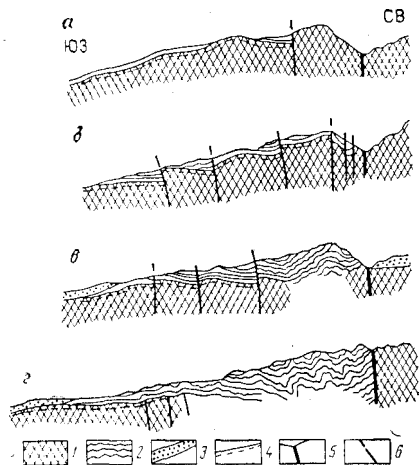


Рис. 72. Схема типов послетриасовой структуры Ферганского хребта (по Н. М. Силицыну).

а, б — бассейн северных притоков р. Ясны; в, г — южная часть хребта; 1 — палеозой; 2 — юра; 3 — третичные и меловые отложения; 4 — триасовый пенеплен; 5 — Таласо-Ферганский разлом; 6 — локальные разломы

характер односторонних или ступенчатых горстов и грабенов. В большинстве случаев разломы, ограничивающие опущенные участки, представляют собой надвиги, поверхности которых падают в сторону соседних приподнятых глыб. В результате надвигания последних на депрессии в отложениях мезозоя — кайнозоя нередко развиваются крутые приразломные складки, довольно быстро затухающие по мере удаления от надвига.

Несколько иной механизм образования свойствен складчатости в юрских отложениях Ферганского хребта, где также отмечается затухание складок по мере удаления от Таласо-Ферганского разлома. Складчатость здесь, по-видимому, как и в других приразломных прогибах, связана с дифференциальными подвижками отдельных узких и длинных глыб фундамента (рис. 72).

Очень своеобразным структурным элементом южного Тянь-Шаня является межгорная Ферганская впадина, выполненная мезозойско-кайнозойскими отложениями огромной мощности — по последним геофизическим данным не менее 10—12 км. Геологическое строение впадины изучается давно, особенно в связи с ее нефтеносностью, однако пока еще отсутствует общепринятая схема ее тектонического районирования. Главные особенности строения впадины характеризуются А. А. Борисовым, В. Г. Васильевым и их соавторами следующим образом:

«Ферганская депрессия имеет миндалевидное очертание и представляет собой прогиб, обрамление которого на поверхности сложено дислоцированным палеозоем, борта — мезозоем и палеогео-

ном и внутренняя зона — неогеном и четвертичными отложениями... Ряд контактов, особенно вдоль северо-западного крыла впадины, носит дизъюнктивный, по-видимому, надвиговой характер. Дизъюнктивы широко развиты и по крыльям относительно мелких депрессий, особенно на северных бортах впадины, а также в пределах локальных брахиантиклинальных структур.

Погружение от бортов к центру в общем ступенчатое. К ступеням приурочены полосы и цепочки брахиантиклинальных структур с вершинами, последовательно понижающимися от периферии к центру впадины. В северо-восточном направлении сама впадина и тектонические линии второго порядка обрезаются Таласо-Ферганским разломом...

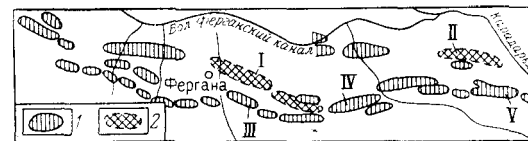


Рис. 73. Схема расположения локальных структур в Южной Фергане (по И. М. Михайлову).

1 — антиклинали, выявленные геологическими и геофизическими исследованиями; 2 — антиклинальные структуры (конгломератовые), известные по данным геологической съемки. Антиклинали: I — Кувинская; II — Североалаяшкская, III — Кармакульская, IV — Палвантапская, V — Южноалаяшкская

Локальные структуры образуют цепочки с четковидным и часто кулисообразным расположением отдельных поднятий. Все они вытягиваются вдоль бортов впадины. Локальные структуры различны по размерам и имеют очень сложное строение и различные формы. Они значительно перебиты дизъюнктивными нарушениями. Углы падения их крыльев также различны и меняются от очень пологих до весьма крутых, близких к вертикальным. Большинство структур асимметричны. Кроме того, часто наблюдается несоответствие структурных форм, в общем упрощающихся от нижних к верхним горизонтам, причем в той или иной степени дислоцированы все отложения вплоть до четвертичных» [30].

К сказанному можно добавить, что главная масса локальных структур сосредоточена в южной части впадины, где они группируются в цепочки, располагаясь в них четкообразно или кулисообразно (рис. 73). В этой зоне располагается большинство нефтяных месторождений. Характер нефтеносных локальных складок иллюстрируется структурными картами (рис. 74) и профилями (рис. 75).

В заключение кратко остановимся на характеристике зон глубинных разломов, которые играют огромную роль в истории геологического развития не только Тянь-Шаня, но и сопредельных территорий. Важнейшее значение имеют три разлома: Главный

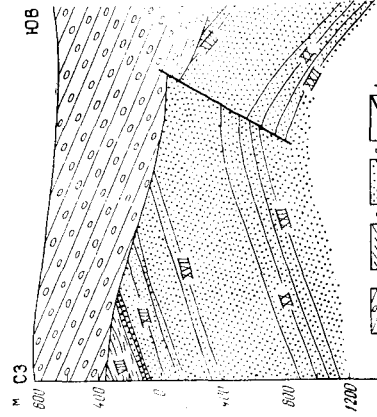
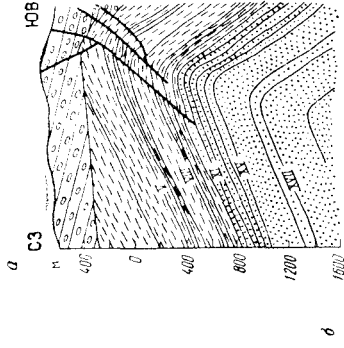


Рис. 75. Разрезы антиклиналей (по А. М. Хуторову).

а — Палаванташская; б — Южноадамшинская; 1 — верхние моляссы; 2 — палеоген; 3 — мел; 4 — разломы

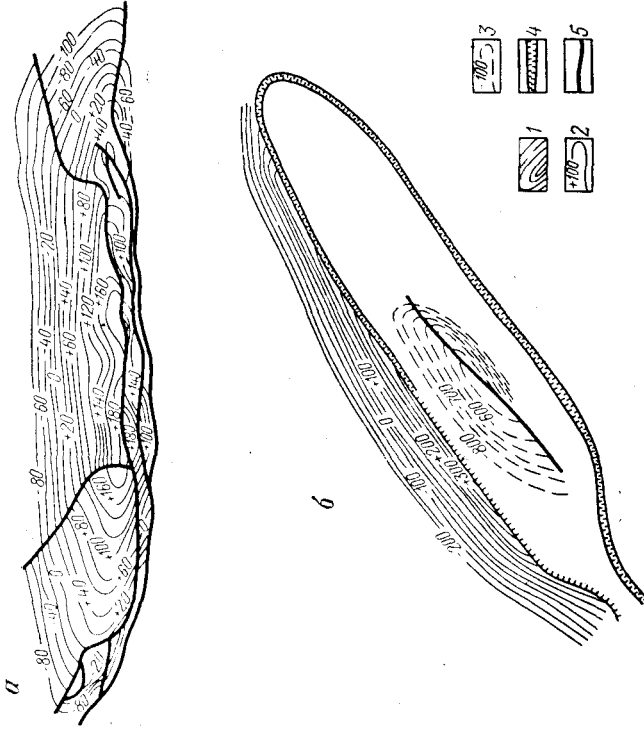


Рис. 74. Структурные карты антиклиналей Южной Ферганы.

а — Палаванташская (по Н. А. Дунко); 1 — изогипси по кровле V пласта; б — Южноадамшинская (по А. М. Хуторову); 2 — изогипси по кровле III пласта; 3 — изогипси по кровле XX пласта; 4 — выходы III пласта на поверхность в предбайтерийское время; 5 — разломы

Тяньшанский («линия Николаева»), Гиссаро-Вахшский и Таласо-Ферганский. Пространственное их положение, как и других глубинных разломов Средней Азии, показано на схемах, из которых

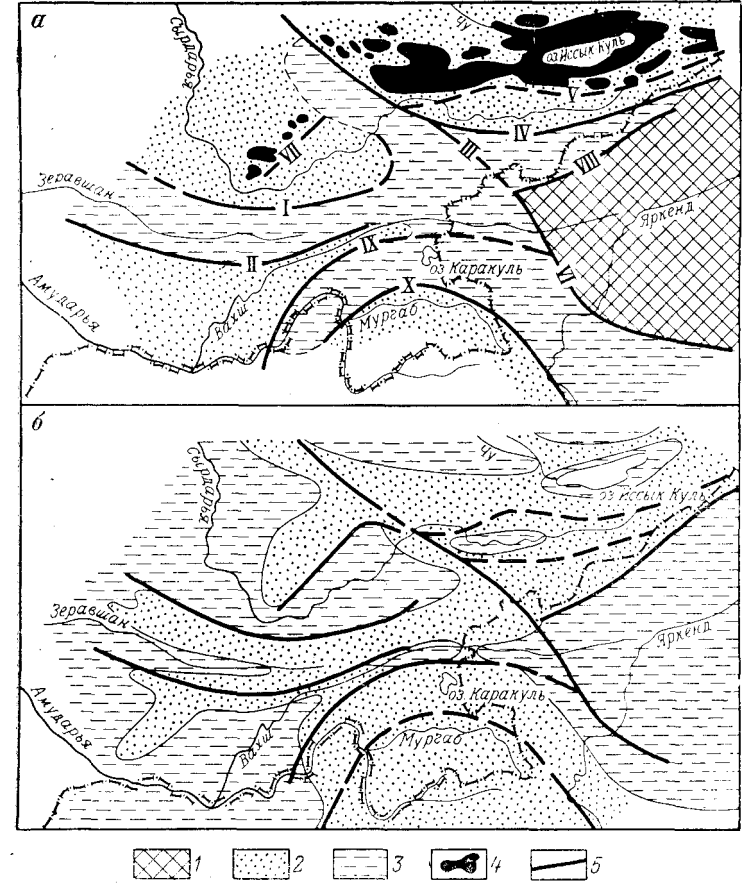


Рис. 76. Схема развития глубинных структур Тянь-Шаня и Памира на среднепалеозойском (а) и новейшем (б) этапах (по Д. П. Резвому).

1 — Таримский массив; 2 — геоантиклинали; 3 — геосинклинали; 4 — гранитоиды; 5 — глубинные разломы: I — Южноферганский; II — Вахшский, III — Таласо-Ферганский, IV — Атбашинский, V — Главный Тяньшанский, VI — Яркендский, VII — Северо-Ферганский, VIII — Чонмудзунский, IX — Каракульский, X — Акбайтальский. Сплошными линиями показаны активные зоны, пунктиром — временно пассивные

следует, что тектоническая их активность проявляется на протяжении огромного промежутка времени (рис. 76).

Первые два разлома представляют собой крупнейшие швы глубокого заложения, разделяющие структурно-фациальные зоны первого порядка, резко отличающиеся строением и историей геологического развития. Вдоль них на поверхности обычно прослеживаются дизъюнктивные нарушения разного типа и масштаба.

К ним нередко приурочены цепочки крупных и мелких интрузивных массивов и эндогенная минерализация. Таким образом, главные признаки этих разломов вполне соответствуют обобщенной их характеристике, данной А. В. Пейве. К Гиссаро-Вахшскому разлому нам придется еще вернуться позже, при обсуждении вопроса о соотношении Алая и Памира.

Таласо-Ферганский разлом представляет собой прямолинейный структурный шов северо-западного простирания, на северо-западе совпадающий с «линией Николаева», а на юго-востоке уходящий за пределы Советского Союза. Для характеристики некоторых его особенностей мы воспользуемся описанием известного знатока геологии Тянь-Шаня Н. М. Сеницына. «Обращает на себя внимание, — пишет этот исследователь, — исключительная отчетливость его выражения на местности, проявляющаяся в соприкосновении по разлому различных по возрасту и составу формаций, обладающих иногда и различной структурой. Местами, например, в области стыка Акшийряка и Джамам-Давантау с Ферганским хребтом или гор бассейна Чирчика с Таласским Алатау, по разлому контактируют структуры различных в основном простираний. Резкость тектонического контакта приобретает необычайно эффективное выражение в подобных случаях, что и отражается на геологических картах Тянь-Шаня.

На местности разлом выражен серией долин, выработанных вдоль него, и рядом глубоких седловин на водоразделах, разграничивающих указанные долины. Эти понижения в рельефе сопровождают разлом в горных областях на всем его протяжении и морфологически обозначают его исключительно отчетливо. В Таласском, Чаткальском и Атойнакском и отчасти Ферганском хребтах к разлому приурочены гранитные и гранодиоритовые интрузии, имеющие форму удлиненных и очень узких массивов, по форме — типичных трещинных интрузий» [102].

В результате новейших движений вдоль Таласо-Ферганского разлома образовалось крупное поднятие Ферганского хребта, имеющего диагональное положение по отношению к соседним горным системам. Следует отметить, что горное сооружение на месте современного Ферганского хребта существовало и в отдаленном геологическом прошлом. Так, Д. В. Наливкин давно уже отметил, что в мелу здесь было поднятие, служившее преградой для распространения моря в восточном направлении. Вероятно, что и в юре здесь существовало горное сооружение, служившее одним из источников питания терригенным материалом приразломного прогиба, формировавшегося юго-западнее Таласо-Ферганского разлома.

В отношении природы Таласо-Ферганского разлома мнения геологов расходятся: многие исследователи, начиная с В. Н. Отнева, считают его сдвигом с огромной амплитудой, достигающей 150—200 км, другие отрицают наличие по нему сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений.

Полезные ископаемые

В разных структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня находится большое количество месторождений полезных ископаемых как эндогенного, так и экзогенного происхождения. В Северном Тянь-Шане довольно убогая минерализация связана с раннепалеозойским тектоно-магматическим этапом. Раннекембрийский возраст имеет серноколчеданное оруденение, связанное с габброидами (месторождение Ачикташ). К более позднему времени относится образование оловоносных и молибденоносных пегматитов и кварцевых жил с шеелитом, золотом и молибденитом; они тяготеют к глубоко эродированным крупным каледонским плутонам. Наиболее многочисленны редкометалльные и полиметаллические месторождения, которые связаны с позднепалеозойскими гранитоидами. Довольно обильная минерализация связана генетически с крупными массивами средне-верхнекаменноугольных гранитоидов, которые обычно имеют повышенную основность и щелочность, но иногда относятся к нормальным и лейкократовым гранитам. Большая часть интересных месторождений этой группы располагается в Южном Тянь-Шане. Наиболее важным являются скарновые месторождения в известняках и других породах, образующие метасоматические залежи сложной формы. К ним относятся шеелитовые (Кумбель, Каратюбе) и молибденит-вольфрамитовые (Лянгар, Койташ) месторождения, а также магнетитовые (Калмакашу), халькопиритовые (Бозимчак) и другие. Известны и гидротермальные месторождения этой возрастной группы, характеризующиеся простой жильной формой рудных тел — кварц-молибденитовые (Чавата) и золото-кварцевые (Давлят-Ходжа). Небольшое оловянное оруденение находится в пегматитах и грейзенах (Ойгаинг).

Более разнообразная по составу и важная в промышленном отношении группа месторождений имеет парагенетические связи с наиболее поздними палеозойскими комплексами гранитоидов. В пространственном расположении месторождений первостепенное значение имеют системы разломов, контролирующих как интрузивные тела, так и оруденение, а также литологический состав вмещающих пород. Большая часть месторождений находится в Южном Тянь-Шане. С небольшими гранитоидными массивами повышенной основности и щелочности связаны скарновые месторождения: вольфрамовые и молибденовые (Чорух-Дайрон, Туранглы, Меликсу, Кендык), а также гидротермальные — арсенипиритовые (Мосриф, Чалкуйрюк) и сульфидно-касситеритовые (Такфон).

Важнейшее значение имеют месторождения Чаткальской горной системы, предположительно связанные с трещинными интрузиями гранит-порфиров и аляскитов. Среди них имеются скарновые полиметаллические (Алтын-Топкан, Кансай), гидротермальные свинцово-цинковые в известняках (Кургашино) и медно-

молибденовые во вторичных кварцитах с хорошо известным типом прожилково-вкрапленных, в основном медных руд (Алмалык). С наиболее поздним кызылнуринским интрузивным комплексом связано гидротермальное оруденение, обычно сопровождаемое флюоритовой минерализацией: это свинцовые и свинцово-цинковые месторождения (Гудас), мышьяковые и мышьяково-полиметаллические (Такели), флюоритовые (Наугарзан, Аурахмат), медно-висмутовые и др.

Свинцово-цинковое оруденение позднепалеозойского возраста развито и в Северном Тянь-Шане, где оно представлено такими известными гидротермальными свинцовыми месторождениями простого состава, как Боорду и сложными полиметаллическими, как Актюс.

Особо должно быть отмечено телетермальное оруденение, не имеющее видимой связи с интрузивами. Сюда относятся многие свинцовые месторождения — Ачисай, Миргалымсай, Сумсар, Теректы, метасоматические сидеритовые — Абаил и многочисленные ртутные, сурьмяные и сурьмяно-ртутные месторождения. Для некоторых свинцовых месторождений этой группы, имеющих пластообразную форму рудных залежей, ряд геологов предполагает осадочное происхождение. Ртутные, сурьмяные и сурьмяно-ртутные месторождения (Хайдаркан, Чаувай, Кадамджай, Парз, Маргузор, Магиан и др.) образуют отчетливую линейно вытянутую полосу — Южноферганский сурьмяно-ртутный пояс. Рудные тела обычно представлены пластовыми, трещинными и гнездовыми залежами, приуроченными к зонам брекчирования в известняках и других породах.

Среди осадочных месторождений прежде всего следует назвать огромные фосфоритовые залежи Каратау, имеющие пластовую форму и приуроченные к карбонатной толще кембрия. Значительный интерес в этом же районе представляет ванадиевое оруденение, связанное с вулканогенно-кремнистыми породами.

Большое значение в экономике рассматриваемой области имеют многочисленные, хотя в большинстве своем не крупные месторождения каустобиолитов. Нефтяные месторождения сосредоточены в Ферганской впадине — Палванташское, Андижанское, Южноаламлышское, Избаскентское и др. Месторождения бурых и каменных углей юрского возраста известны во многих районах. Среди них можно назвать Чокпак и Ташкумыр в Каратау, Ангренский бассейн около Ташкента, месторождения Сулюкта, Шураб и Кызылкия в Южной Фергане, Фан-Ягнобское в Зеравшано-Гиссарской горной системе.

В долине р. Нарын известны неогеновые месторождения соли. Большое значение имеют разнообразные строительные материалы.

Основные этапы развития

Геологические данные о древнейшем этапе развития Тянь-Шаня настолько отрывочны, что не дают возможности нарисовать сколько-нибудь ясную картину развития этой территории. Поэтому мы начнем наше рассмотрение с позднего протерозоя.

В течение позднего протерозоя и раннего палеозоя весь Тянь-Шань представлял собой геосинклинальную область, в которой, однако, только местами удается выделить отдельные геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия. Такие поднятия или небольшие срединные массивы, известные в ряде мест Северного Тянь-Шаня и в Чаткало-Нарынской зоне, играли большую роль в становлении каледонской структуры, развивавшейся в целом по плану, унаследованному от древних структур. Развитие геосинклинали происходило скачкообразно: так, в конце докембрия — начале раннего палеозоя почти повсеместно происходили поднятия, сопровождавшиеся складчатостью, благодаря чему та или иная часть кембрия в разных районах выпадает из разреза, а на границе его с подстилающими толщами отмечаются несогласия. С тектоническими движениями этого времени связано внедрение небольших массивов ультраосновных пород и габброидов, несущих бедное серноколчеданное оруденение. Однако затем энергичные прогибания снова охватили всю территорию Тянь-Шаня и в течение раннего палеозоя в крупных прогибах накопились мощные толщи осадков геосинклинального типа. Пространственное распределение формаций разного типа позволяет уверенно выделять эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны.

Прогибания эти продолжались до позднего ордовика, когда в результате каледонской эпохи складчатости произошла резкая дифференциация Тянь-Шаня на крупные структурно-фациальные зоны, развитие которых в средне-позднепалеозойском этапе пошло разными путями.

Северный Тянь-Шань был охвачен складкообразованием и всеобщими поднятиями, сопровождавшимися внедрением крупных масс гранитоидов, несущих бедную рудную минерализацию. Позднее здесь господствовал геоантиклинальный режим и активно проходили денудационные процессы. Уместно при этом отметить, что в течение среднего и позднего палеозоя Северный Тянь-Шань вместе с западной частью Центрального Казахстана представлял собой крупнейший срединный массив в Урало-Сибирской геосинклинальной области.

Очень своеобразно проявлялись движения в течение силурийского периода в Южном Тянь-Шане. Чаткало-Нарынская зона, прилежащая к воздымавшемуся Северному Тянь-Шаню, была вовлечена в поднятие, что привело к перерыву в седиментации, но складкообразование здесь не произошло или проявилось очень слабо и только местами. На остальной территории Южного

Тянь-Шаня в силуре продолжались прогибания. Всей геосинклинальной системе в это время была свойственна резко выраженная контрастность движений, в результате чего она была расчленена на очень сложную систему частных геосинклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий, группирующихся в структурно-фациальные зоны второго порядка. Эти зоны были разделены внутригеосинклинальными глубинными разломами, продолжавшими существовать вплоть до этапа новейших движений.

Следует при этом отметить, что в каратауской части Главного Тяньшанского разлома достаточно четко выявляются активные движения и до этапа каледонской складчатости, что подчеркивает первостепенное его значение (рис. 77). В силуре он также играл роль активно живущего структурного шва, тогда как влияние Таласо-Ферганского разлома на формирование структуры заметно не проявлялось.

В процессе дальнейшего развития геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня важнейшее значение имело формирование отдельных прогибов и поднятий, расчлененное для отдельных регионов с большой подробностью. Колебательные движения сопровождались складкообразованием, происходившим неоднократно, но не повсеместно: в конце силура — начале девона, в среднем девоне, в раннем карбоне, но особенно энергично — на рубеже раннего и позднего палеозоя или же в середине московского века. Складкообразование завершилось поднятиями, охватившими уже большую часть рассматриваемой области, которая в начале позднего палеозоя представляла собой систему обширных складчатых поднятий, разделенных относительно узкими прогибами, в которых продолжали накапливаться мощные осадочные и вулканогенные толщи. История развития структур Северного Тянь-Шаня и прилегающей части Южного Тянь-Шаня в течение раннего и среднего палеозоя наглядно иллюстрируется на примере района Каратау (см. рис. 77).

Конец среднего палеозоя знаменовался активизацией движений и в Северном Тянь-Шане, где в это время обособились небольшие, энергично прогибавшиеся участки, заполнявшиеся красноцветными отложениями, а кое-где и наземными эффузивами. Завершились эти движения внедрением массивов гранитоидов трещинного типа.

В позднем палеозое тектонические движения в Южном Тянь-Шане резко активизировались. В среднекаменноугольную эпоху в большинстве прогибов накапливались терригенные флишеидные толщи, а в прогибах юго-западной части Чаткальской горной системы и Гиссара — еще более мощные терригенно-вулканогенные толщи. Флишеидные прогибы были не долговечны: уже в позднекаменноугольную эпоху в них появляются грубообломочные породы, а в ранней перми накапливались типичные молассы, образование которых связано с разрушением поднятий. Наиболее поздние прогибы постепенно отмиравшей геосинклинали, запол-

нявшиеся терригенно-вулканогенными толщами, были вовлечены в складчатость в конце герцинской эпохи, по-видимому, уже в раннем триасе. В это время весь Южный Тянь-Шань превратился в складчатую область.

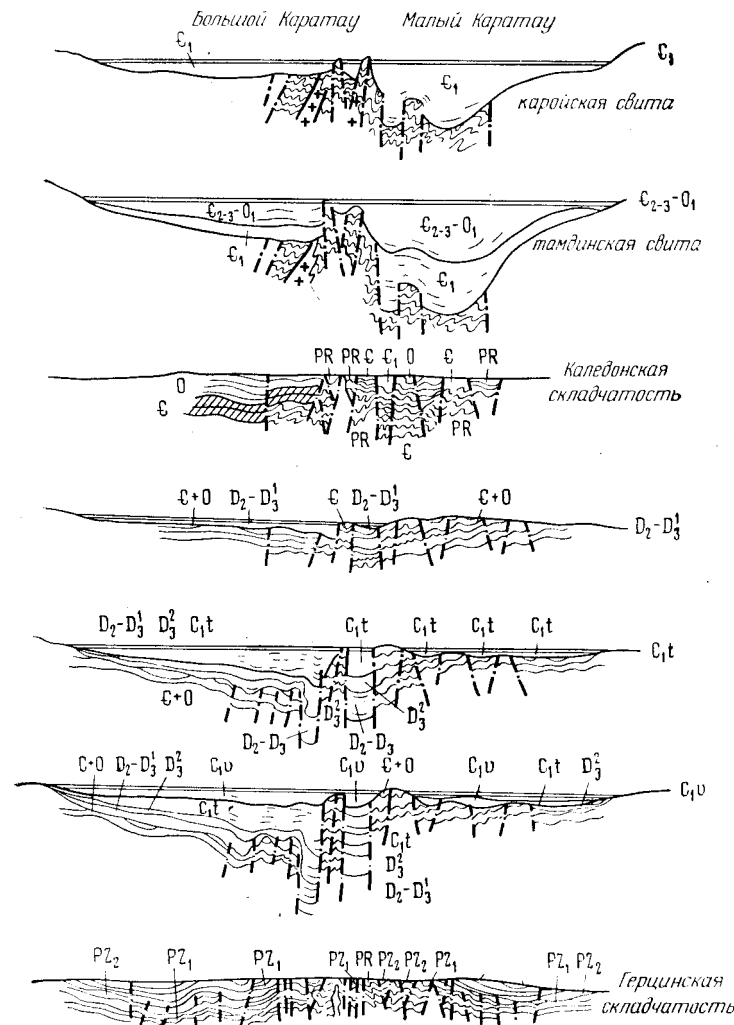


Рис. 77. Схема развития Большого и Малого Каратау в палеозое (по Н. И. Николаеву).

Складкообразовательные процессы, охватывающие отдельные участки геосинклинальной системы и поднятия, сопровождавшиеся внедрением гранитоидов, несущих главное оруденение, происходили в течение позднего палеозоя неоднократно. Однако

В пространственном расположении разновозрастных комплексов на Памире отмечается четко выраженная зональность. Это было выявлено на ранних этапах изучения этой горной области Д. В. Наливкиным, который в 1915 г. выделил в ее пределах дугообразно выгнутые на север полосы осадочных и метаморфических пород. Намеченные этим ученым геологические элементы позже служили неизменной основой при тектоническом районировании Памира и нашли отражение в наименованиях геологических зон — Северной, Центральной и Южной. В дальнейшем под наименованием Центральный Памир понимается область преимущественного распространения мезозойских отложений в его центральной и юго-восточной частях; граница его с Северным Памиром на западе условно проводится по долине р. Ванч, а восточнее — вдоль системы Акбайтальских разломов. Южным, или Юго-Западным Памиром обозначается область преимущественного развития древних толщ, располагающаяся южнее р. Гунт.

Стратиграфия

На Памире структурно-фациальная зональность подчеркивается пространственным расположением разновозрастных комплексов: на Северном Памире развиты преимущественно палеозойские отложения (исключая Заалайский хребет, сложенный мезозем и кайнозем), в Центральном — мезозойские, на Южном — докембрийские. Породы кайнозоя пользуются крайне ограниченным распространением.

До кембрий. Вся юго-западная часть Памира занята наиболее крупным в Средней Азии выходом глубоко метаморфизованных докембрийских пород. В их составе находятся нередко сильно мигматизированные гнейсы — биотитовые, роговообманковые, биотит-гранатовые, силлиманитовые и другие, а также кварциты и мраморы. В средней части толщи, в которой разными авторами выделяется от семи до девяти свит, обнаружены споры. Мощность ее не менее 10 км. Определения абсолютного возраста для разных частей этой единой кристаллической серии, в которой не обнаружено перерывов и несогласий, дали цифры от 2700 до 1000 млн. лет; это позволяет некоторым исследователям считать, что в ней объединены отложения от архейских до верхнепротерозойских [115]; возможно, однако, что нижняя ее часть была сформирована в эозое.

В северо-западной и северо-восточной частях *Центрального Памира* выделяется ряд свит, объединяемых в составе ванчского и музкольского комплексов [15]. В их сложении участвуют гнейсы и кристаллические сланцы, кварциты, метаморфизованные песчаники и сланцы, мраморизованные известняки и мраморы, амфиболиты. Большая часть этих комплексов, мощность которых достигает 4—5 км, относится к верхнему протерозою, но верхняя их часть, вероятно, сформирована в кембрии.

В юго-западном Дарвазе условно позднепротерозойский возраст имеет толща кварц-слюдистых и слюдистых сланцев, гнейсов и мраморов мощностью свыше 2 км.

Нижний палеозой. Известняки мощностью в несколько сотен метров, содержащие кембрийские трилобиты, обнаружены в Северной зоне — в районе оз. Рангкуль. Несколько западнее кембрийские и ордовикские отложения входят в состав дарваз-сарыкольского комплекса. Нижняя его часть выражена спилит-кератофировой формацией мощностью до 1 км, а выше залегает терригенно-карбонатная толща с горизонтами вулканитов; эта толща разделена на ряд свит мощностью до нескольких сотен метров каждая и содержит в верхней части фауну ордовика [58].

В юго-западном Дарвазе к нижнему палеозою относят немую висхарвскую свиту. Состоит она из зеленовато-серых песчаников с прослоями кварцитов, филлитов и хлорит-серицитовых сланцев и имеет мощность около 2,5 км. Возраст ее условно определяется как кембрий — ранний силур.

Силур. Отложения системы известны в северной части Памира — в бассейнах рек Ванч и Язгулем. Они залегают на ордовике согласно, местами с разрывом, имеют мощность до 1200—1500 м и сложены известняками с подчиненными песчаниками и глинистыми сланцами, содержащими граптолиты, кораллы и брахиоподы.

Довольно широко силур представлен в составе дарваз-сарыкольского комплекса. В районе оз. Рангкуль распространены филлиты с подчиненными известняками и метаморфизованными песчаниками; на Дарвазе — это толща серицит-хлоритовых, кварц-серицитовых и других зеленых сланцев, порфиридов и порфиритоидов с прослоями известняков и песчаников. Мощность этой части комплекса достигает 1 км.

Девон. Отложения девона распространены ограниченно — в северной части Центральной зоны и на Дарвазе.

На западе, в Ванч-Язгулемском районе известны песчаные известняки с брахиоподами нижнего девона, связанные с силуром постепенными переходами и имеющие мощность 200 м. Фаунистически охарактеризованный верхний девон также сложен известняками мощностью около 500 м.

В Музкольском хребте и у оз. Рангкуль обнаружены все отделы общей мощностью до 2 км, которые также всюду слагаются известняками и доломитами.

Девонские отложения в Дарвазе тесно связаны с силурийскими и представлены в карбонатных литофациях с фауной кораллов мощностью около 1000 м, причем большая часть разреза приходится на долю среднего отдела.

Карбон. Каменноугольная система пользуется относительно широким распространением только на Северном Памире и Дарвазе.

На *Северном Памире* развита сауксайская свита, представленная средними вулканитами, часто превращенными в зеленые сланцы, с прослоями мраморизованных известняков, песчаников и алевролитов мощностью около 3 км. Свита эта имеет раннекаменноугольный возраст, но возможно, что низы ее относятся к девону. Нижний карбон сложен рифогенными или слоистыми известняками с прослоями метаморфизованных туфов общей мощностью от 200 до 1000 м.

В *юго-западном Дарвазе* к нижнему карбону относится вулканогенно-терригенный комплекс огромной мощности, превышающей 7 км. Состоит он из лав среднего и основного состава, лавобрекчий, туфобрекчий и других вулканогенных пород, местами содержит мощные толщи известняков, а в нижней части разрезов — прослой конгломератов и алевролитов. Выше с угловым несогласием залегают конгломераты с линзами известняков (возгинская свита) мощностью около 200 м, относящиеся к башкирскому и частично московскому ярусам, а еще выше — известняки с прослоями песчаников и конгломератов мощностью от 200 до 400 м, принадлежащие верхам московского яруса и верхнему карбону.

Отдельные ограниченные по площади выходы преимущественно карбонатных пород с фауной всех отделов карбона известны в Центральной зоне; мощность каждого из них изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Пермь. Районы преимущественного распространения пермских отложений — это Северная и Центральная зоны Памира и Дарваз. Разрезы перми полные, фаунистически охарактеризованы, хорошо изучены и положены в основу новой стратиграфической схемы, предложенной А. Д. Миклухо-Маклаем для всей Средней Азии. Этот исследователь выделяет в составе нижней перми карачатырский и дарвазский ярусы, а в составе верхнего отдела системы — мургабский и памирский; карачатырский ярус по своему объему больше ассельского и сакмарского, а дарвазский соответствует верхней части артинского, кунгурскому и, вероятно, уфимскому ярусам.

На *Дарвазе* нижняя пермь сложена флишеидной толщей песчаников, алевролитов и известково-глинистых сланцев, местами заключающей огромные мощности до 1600 м массивы рифогенных известняков; мощность отдела, в котором выделяются карачатырский и дарвазский ярусы, колеблется от 1 до 4 км.

Верхний отдел состоит из нескольких свит. Нижняя сложена серыми и шоколадными алевролитами и песчаниками с прослоями и линзами конгломератов; мощность ее превышает 2300 м. Выше с угловым несогласием залегают глины и песчаники с прослоями известняков и гипсов общей мощностью 400 м, а еще выше известняки, песчаники, порфириды и их туфы мощностью свыше 1 км.

В *Заалайском хребте* с размывом залегают очень пестрый по составу карачатырский ярус, состоящий из конгломератов, пес-

чаников и глинистых сланцев, известняков, средних и кислых эффузивов и их туфов общей мощностью не менее 1500 м. Верхняя часть нижней перми такой же примерно мощности представлена терригенно-карбонатной толщей, местами имеющей флишеидный характер. Верхняя пермь находится в неясных соотношениях с нижней и состоит из разнообразных известняков с прослоями черных глинистых сланцев в верхней части разреза, общая мощность ее около 600 м.

Дальше к юго-востоку, в районе оз. *Каракуль*, дарвазский ярус, нижняя часть мургабского и, вероятно, значительная часть карачатырского ярусов сложены терригенно-вулканогенной толщей мощностью до 1,5 км, разнообразными сланцами, основными и средними вулканитами с прослоями и линзами рифогенных известняков. Большая часть мургабского яруса сложена известняками, а верхи его — песчаниками, конгломератами и сланцами; эта часть разреза имеет мощность также около 1,5 км.

В *юго-восточном Памире* пермские отложения разделены на ряд свит с фауной обоих отделов. Нижняя пермь выражена только дарвазским ярусом и сложена внизу толщей песчаников и сланцев базардаринской свиты, выше которой располагаются диабазы и их туфы, а затем известняки и разнообразные сланцы. Мощность их около 1300 м. Верхняя пермь имеет мощность всего 250—300 м и сложена в нижней части (мургабский ярус) известняками и кремнистыми сланцами, а выше — главным образом туфопесчаниками и туфосланцами с фораминиферами памирского яруса.

Триас. Триасовые отложения известны на Дарвазе и в северных частях Северной зоны, но главная область их развития — это Центральная зона Памира.

На *Дарвазе* раннетриасовый возраст имеют фиолетовые песчаники, конгломераты и зеленые глины васмикухской свиты с эомерфотисами, общей мощностью от 500 до 900 м. Выше залегают континентальная иокуньжская свита среднего — верхнего триаса (до 700 м), состоящая из красноцветных конгломератов и песчаников.

В южных частях хребтов *Заалайского* и *Петра Первого* обнажается мынтекинская свита мощностью около 1800 м, состоящая из конгломератов, песчаников, сланцев, основных эффузивов и их туфов с прослоями углисто-глинистых и углистых сланцев в верхней части. Вероятно, что нижняя часть свиты, отделенная несогласиями от подстилающих и вышележащих пород, относится к перми, а самые ее верхи — к низам лейаса, так как в углистых сланцах встречены растения, свойственные рэт-лейасу; большая же часть свиты относится к триасу.

В *юго-восточном Памире* нижняя часть разреза, включающая отложения от нижнего триаса до низов норийского яруса, сложена известняками и кремнистыми сланцами с прослоями конгломератов и имеет мощность 100—150 м. Верхняя часть верхнего отдела состоит из песчаников и сланцев мощностью 700—1000 м.

В более западных районах — в Язгулемском хребте, триас в основном сложен песчаниками и сланцами. Отсюда известны находки нижнетриасовой фауны, но относительно широко распространены отложения только верхнего отдела мощностью до 1800 м.

Ю р а. Юрские отложения занимают значительные площади только в *Центральной зоне*. Наиболее полный фаунистически охарактеризованный разрез их развит в юго-восточном Памире. Лейас залегает несогласно и состоит из красных и зеленых песчаников и конгломератов в основании разреза, выше которых следуют известняки с аммонитами синемюрского и всех вышележащих ярусов лейаса, а также аалена. Доггер сложен терригенно-карбонатными отложениями, но местами нижняя часть отдела сложена терригенной угленосной толщей. Верхняя юра состоит из песчаников, известняков и мергелистых сланцев. Общая мощность юрских отложений около 1 км.

В западных районах полный разрез юры обнажается в осевой части Язгулемского хребта. Нижний и частично средний отделы системы сложены песчаниками и сланцами и имеют мощность 350 м. Верхняя известняково-сланцевая часть разреза, относящаяся к верхам среднего и верхнему отделам юры, имеет мощность свыше 500 м. По направлению на восток мощность среднего и верхнего отделов увеличивается и достигает 800 м для первого и 1400 м — для второго.

Предположительно ранне-среднеюрский возраст придается толще (до 1,5—2 км) средних и кислых эффузивов, их пирокластов, туфогенных песчаников и сланцев бартангского комплекса, развитого в юго-западной части Центральной зоны — в бассейне р. Бартанг.

Юрские отложения в хребтах *Заалайском* и *Петра Первого* образуют широтно вытянутую полосу. В долине р. Сурхоб и в Алайской долине прослеживается толща, состоящая из гипсов, солей и глин мощностью 200—250 м, содержащая в небольших линзах известняков титонские гастроподы. Вторая толща, состоящая из красных и пятнистых сланцев и песчаников, известная под названием сорбулакской свиты, слагает приосевую часть западного окончания Заалайского хребта. В низах свиты отмечаются маломощные прослой андезитов и их туфов и линзы углистых сланцев, а в верхах — линзы гипсов и известняков. В известняках встречены остатки верхнеюрских мшанок. Свита имеет мощность не менее 1 км и в целом, по-видимому, отвечает всей юрской системе.

На *Дарвазе* юрская континентальная толща залегает с разрывом на триасе и состоит из конгломератов, песчаников и глин с прослоями гипса и соли в верхней части. В составе ее выделяется несколько свит общей мощностью от 500 до 1300 м.

М е л. Меловые отложения полно представлены на севере Памира и в Западном Дарвазе; имеются они и в Центральной зоне.

В хребтах *Заалайском* и *Петра Первого* нижний мел представлен красноцветной терригенной толщей мощностью от 500 до 1200 м. В состав ее входят песчано-глинистые осадки, местами также гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Верхний мел начинается переслаиванием известняков, глинистых сланцев и песчаников сеноманского яруса мощностью около 600 м. В составе турона, имеющего мощность 200—300 м, участвуют глинистые сланцы, переслаивающиеся с мергелями и известняками. Сенон сложен массивными известняками, образующими огромные обрывы в высокогорной части района, а датский ярус — песчаниками и сланцами с гипсами; общая мощность этой верхней части разреза около 450 м.

Сходный разрез меловых отложений развит в *Западном Дарвазе*: нижний мел здесь красноцветный континентальный мощностью от 400 до 1400 м; в составе верхнего лагунно-морского отдела выделяются все яруса общей мощностью от 300 до 1000 м.

В *Центральной зоне*, как и в других районах, нижний мел сложен красноцветными терригенными отложениями мощностью от 650 до 1500 м, согласно залегающими на верхней юре.

Верхнемеловые отложения детально изучены в последние годы в Рангульской впадине и прилегающих районах Северного и Центрального Памира [72]. Здесь выделены все ярусы, выраженные разнообразными терригенными (часто красноцветными) карбонатными породами, в нижней части отдела соленосными. Мощность каждого из ярусов — от нескольких метров до нескольких сотен метров.

П а л е о г е н. Палеогеновые отложения имеются в хребтах Петра Первого, Заалайском, Дарвазе и Центральной зоне.

В *северо-западной части Памира* разрез их легко сопоставляется с ферганским и южнотаджикским и сложен терригенно-карбонатными, нередко загипсованными морскими и лагунно-морскими, реже континентальными красноцветными породами общей мощностью до 500 м. Выше них в центральной части Заалайского хребта залегает песчано-глинистая красноцветная массагетская серия мощностью около 2 км.

В *Центральной зоне* фаунистически охарактеризованный палеоген обнаружен в бассейне р. Музкол. Состоит он из сильно измененных кислых и основных вулканитов, которым подчинены прослой терригенных и карбонатных пород. Видимая мощность около 370 м. В более западных районах к палеогену условно относят близкие по литофациальным особенностям отложения, имеющие мощность от нескольких сотен метров до 1000—1200 м и выполняющие узкие приразломные прогибы.

Вероятно, палеогеновый возраст имеет вулканогенно-терригенная толща мощностью несколько сотен метров, известная в юго-восточном Памире. Состоит она из основных и средних эффузивов, на которых залегают красноцветные глины, конгломераты и песчаники, в том числе туфогенные.

Неоген. Неогеновые отложения занимают малые площади, за исключением Заалайского хребта и отчасти Дарваза.

В *Заалайском хребте* на отложениях массагетской серии полагаются глины, алевролиты и песчаники с прослоями конгломератов, содержащие остракоды верхов миоцена и низов плиоцена, а выше залегают кирпично-красные песчаники с прослоями конгломератов. Общая мощность достигает 1800 м.

На *Дарвазе* к неогену условно относят красноцветные и сероцветные конгломераты мощностью более 800 м.

В юго-восточном Памире неогеновый возраст, вероятно, имеют красноцветные песчаники и конгломераты мощностью до 400 м.

Антропоген. В юго-восточном Памире к антропогену относят толщу тиллитоподобных конгломератов мощностью в несколько сотен метров, хотя не исключено, что нижняя их часть относится к неогену. Широко развиты морены и флювиогляциальные отложения древнего и современного оледенений. Они выполняют котловину оз. Каракуль и многие глубокие древние и современные долины.

Магматизм

История развития магматизма на Памире еще во многом неясна, что обусловлено недостаточно уверенной геологической возрастной датировкой многих интрузивных комплексов и небольшим количеством определений абсолютного возраста.

Все магматические проявления, которые большинство исследователей считают до кембрийскими, сосредоточены в кристаллических толщах юго-западного Памира и представлены согласно залегающими телами метаморфизованных основных пород, а также многочисленными мелкими пластовыми и линзообразными телами гранито-гнейсов в сопровождении мигматитов и жильных пород — пегматитов и аплитов. Совершенно условно к докембрийскому (протерозойскому?) магматическому этапу относят небольшие массивы гнейсовидных гранодиоритов и плагиогранитов на Дарвазе — Курговадский и другие массивы.

В течение раннего и большей части среднего палеозоя вулканическая деятельность была совсем незначительной: в разрезах нижнего палеозоя в районе оз. Ранкуль и на Дарвазе имеются в небольшом количестве разнообразие вулканы, местами преобразованные в зеленые сланцы. Интрузивные породы этого возраста, по-видимому, отсутствуют.

Большой интенсивностью и разнообразием магматических проявлений отличался средне-позднепалеозойский тектоно-магматический этап. Начало его совпадает с резкой активизацией тектонических движений в раннем карбоне или в самом конце позднего девона, когда происходило накопление огромных толщ вулканогенных продуктов на Дарвазе и Северном Памире. Напряженная вулканическая деятельность происходила в раннем карбоне, но уже к началу среднекаменноуголь-

ной эпохи прекратилась. Возможно, что последним отголоском этого процесса было внедрение в конце раннего или в среднем карбоне габбро, серпентинизированных перидотитов и пироксенитов, небольшие массивы которых известны в юго-западном Дарвазе. Вспышки вулканизма происходили и в пермском периоде: в Северной зоне и в юго-восточном Памире в раннепермское время извергались основные и средние вулканы, а в поздней перми накапливались туфогенные породы; на Дарвазе в конце пермского периода происходили извержения лав среднего состава в сопровождении пирокластов. Возможно, что в связи с основными эффузивами в юго-восточном Памире находятся небольшие массивы габбро-диоритового состава.

Позднепалеозойские (точнее, позднегерцинские) интрузивы сконцентрированы в пределах Северного Памира и Дарваза и представлены многофазными гранитоидными массивами — штокообразными телами, батолитами и удлиненными трещинными телами. Некоторые из них — Дарваз-Баяндкикский, Караджилгинский, Обихумбоуский, Южный и Восточный Каракульские и др. — достигают значительных размеров (до 300—600 км²). В их строении принимают участие диориты и кварцевые диориты, монзониты, гранодиориты и граниты. Жильная серия выражена кварцевыми порфирами, пегматитами, аплитами, кварцевыми жилами. Возраст этого комплекса определяется как позднепермский или раннемезозойский, хотя некоторые исследователи не исключают возможности внедрения отдельных массивов в процессе поднятий среднекаменноугольной эпохи. В этих же районах, по-видимому, позднепалеозойский возраст имеют несколько небольших массивов основных и ультраосновных пород.

Магматические проявления мезозойско-кайнозойского тектоно-магматического этапа сосредоточены главным образом в Центральной зоне. Порфириты и их туфы извергались в течение лейаса и доггера, а позже кислые и основные лавы в сопровождении их пирокластов появляются только в палеогене. В Заалайском хребте в составе мынтекинской свиты участвуют основные эффузивы.

Интрузивный магматизм был очень интенсивным и проявлялся неоднократно, однако возрастные соотношения различных гранитоидов еще недостаточно ясны. На геологической карте все интрузивные массивы этого этапа отнесены к доверхнемеловым (юрским), однако среди них несомненно имеются и более молодые образования. Относительно более ранний возраст имеют разнообразные по составу массивы, часто многофазные, в том числе батолиты размером до нескольких сотен квадратных километров. Наиболее крупные тела сложены биотитовыми и двуслюдяными гранитами и сопровождаются пегматитами и аплитами. Большая часть массивов этой группы образовалась в течение поздней юры — раннего мела.

Наиболее поздними являются мелкие, до нескольких десятков квадратных километров, пластообразные и штокообразные массивы трещинного типа, имеющие довольно пестрый состав — габбро-диориты и кварцевые диориты, диоритовые порфириды, монцитоны, разнообразные граниты, граносиениты. Жильная серия представлена пегматитами, аслитами, лампрофирами, альбититами и кварцевыми жилами. Возраст этой наиболее поздней группы интрузивных пород совершенно условно считается поздне-меловым или даже палеогеновым. Однако установлено, что только некоторые из массивов этой группы (например, Кумачдаринский) прорывают отложения нижнего мела, но верхнемеловые и более молодые отложения нигде ими не затрагиваются. Эти факты заставляют очень осторожно относиться к утверждениям о широком проявлении на Памире альпийского интрузивного магматизма. Учитывая особенности геологического строения и истории развития этой горной страны, скорее, можно предполагать, что время внедрения наиболее поздних интрузивных пород не выходит за пределы мезозойской эры.

Тектоника

Тектоническое районирование Памира проводилось многими учеными. В основе большинства предложенных тектонических схем лежат построения Д. В. Наливкина, который выделяет в его составе Северный, Центральный и Южный Памир, являющиеся структурно-фациальными зонами первого порядка; описание структур удобно будет произвести отдельно для каждой из них (рис. 79).

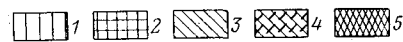
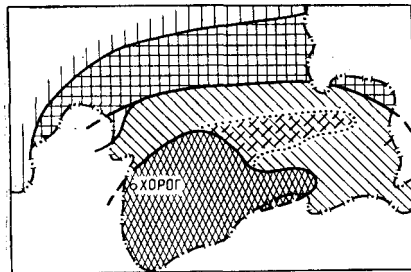


Рис. 79. Структурно-фациальные зоны Памира (по П. Д. Виноградову).

1 — мезозойско-кайнозойская подзона Северного Памира; 2 — палеозойская подзона Северного Памира; 3 — зона Центрального Памира; 4 — северо-восточная оконечность зоны Южного Памира под покровом мезозойских отложений; 5 — зона Южного Памира

ная его часть имеет коробчатые очертания, а крылья сложены интенсивно дислоцированными породами верхнего мела с опрокидыванием в противоположных направлениях, благо-

даря чему в целом антиклинорий имеет веерообразное строение. Восточнее меловые и палеогеновые отложения образуют систему резко дисгармоничных складок как очень крупных, так и мелких, сжатых, вплоть до изоклинальных. Они разорваны многочисленными надвигами и структура местами приобретает четко выраженную чешуйчатость. К северу располагается Алайская долина, выполненная кайнозойскими отложениями, обнаруживающими синклинальное залегание. В строении Заалайской

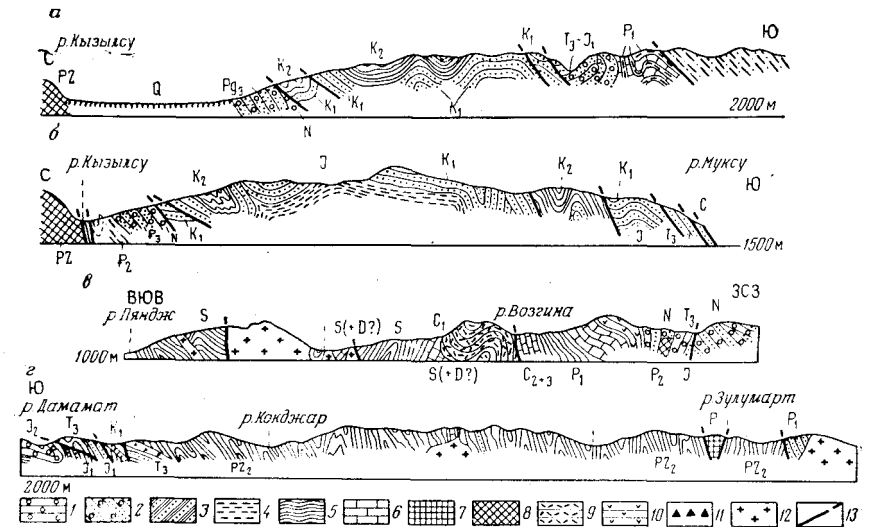


Рис. 80. Геологические разрезы Памира.

а, б — Заалайская подзона (по Б. А. Борнеману и С. К. Овчинникову); в, г — Северная зона (по П. Д. Виноградову и др.); 1 — конгломераты; 2 — конгломераты и песчаники; 3 — песчаники и кварциты; 4 — глины; 5 — глинистые сланцы и филлиты; 6 — известняки и мраморы; 7 — массивные известняки; 8 — гипсы; 9 — кислые эффузивы и их туфы; 10 — основные эффузивы и их туфы; 11 — тектонические брекчии; 12 — гранитоиды; 13 — разломы

подзоны большую роль играют многочисленные надвиги — Муксуйский, Кызылсуйский, Каракульский и другие, прослеживающиеся по простиранию на многие десятки километров. Поверхности надвигов повсеместно падают к югу, углы падения изменяются от 50—60 до 25—30°, амплитуда перемещений достигает нескольких километров. Общий характер тектоники подзоны иллюстрируется профилями (рис. 80, а, б).

Палеозойская подзона Северного Памира обрамляется более молодыми отложениями не только с севера, но и с юга и в целом представляется в виде очень крупного мегантиклинория со сложным внутренним строением. От Заалайской подзоны она отделена Каракульским разломом, который входит в систему разрывов, образующих северо-западный фланг огромного Момукского глубинного разлома, протягивающегося на расстояние свыше 1600 км.

и представляющего собой важнейший структурный элемент Кунь-Луня. На юге подзона отделена от Центрального Памира сложной системой крутых и пологих разрывов, по которым происходит надвигание отдельных чешуй в южном направлении. Местами полоса развития надвигов имеет характер многоярусной чешуйчатой структуры. Эта система надвигов является отражением на поверхности второго крупного глубинного разлома — Центральнопамирского, или Акбайтальского, который продолжается на юго-восток далеко за пределы нашей страны, где он отделяет куньлунские герцинские сооружения от каракорумских и носит название Упрангского разлома.

В строении этого палеозойского Северопамирского мегантиклинория участвуют три складчатые структуры первого порядка — два антиклинория и один синклиний. Они, в свою очередь, осложнены несколькими очень крупными и сложными антиклиналями и синклиналями, образующими протяженные зоны, северная из которых на западе отгибается к югу и продолжается в Дарвазе (рис. 80, в). Антиклинали осложнены системами узких, порой изоклинальных дополнительных складок разных порядков, на севере опрокинутых в сторону Заалайской подзоны, а на юге — в сторону Центрального Памира (рис. 80, в). Внутри мегантиклинория отмечается большое количество разломов, особенно сгущающихся в центральной его части, где пермские и другие верхнепалеозойские породы образуют синклиналичную зону.

Структура Центрального Памира представляется в виде мегасинклиния, в строении которого участвуют верхнепалеозойские и мезозойские отложения. Эта огромная структура разделяется на две различно построенные части — западную и юго-восточную, которые ряд исследователей рассматривают в качестве самостоятельных тектонических зон. В строении Центральнопамирского мегасинклиния выделяется целая система антиклинориев и синклинориев, обладающих очень сложным внутренним строением. Особенно интенсивные складчатые дислокации и многочисленные разломы свойственны наиболее суженной западной его части, по направлению на юго-восток складки выполаживаются. В южной и особенно северной краевых частях мегасинклиния развиты многочисленные разрывные нарушения, образующие зоны глубинных разломов. Общий характер внутреннего строения мегасинклиния в его западной и восточной частях хорошо виден на разрезах (рис. 81, а, б).

Тектоническое строение юго-западной части Памира, как показали исследования Б. П. Бархатова, отличается большой простотой [15]. Структурой первого порядка является огромный «крестообразный брахиантиклиналь (купол)», западная часть которого выходит за пределы нашей страны. Эта своеобразная антиклинальная структура представляет собой сочетание Ваханской брахиантиклинали северо-восточного простирания с осложняющей ее в центре Абхарвской брахиантиклинальной, протягивающейся в

северо-западном направлении. Ваханская брахиантиклиналь резко асимметрична: юго-восточное ее крыло более крутое и осложнено складками второго и более высоких порядков у крупного разлома, обрывающего брахиантиклиналь с юга; северо-западное крыло очень пологое. Поперечная Абхарвская брахиантиклиналь, по-видимому, построена еще более просто (рис. 81, в).

Остановимся теперь коротко на характеристике общей тектонической позиции Памира и его важнейших структурно-фациальных зон. Мнения ученых по этому вопросу резко расходятся

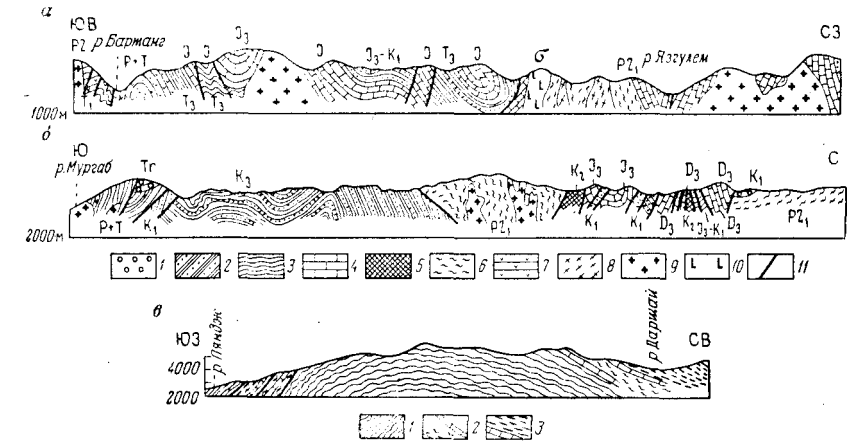


Рис. 81. Геологические разрезы Памира.

а, б — Центральная зона (по П. Д. Виноградову): 1 — конгломераты; 2 — песчаники и кварциты; 3 — глинистые сланцы и филлиты; 4 — известняки и мраморы; 5 — гипсы; 6 — кристаллические сланцы и гнейсы; 7 — эффузивы и их туфы; 8 — гранито-гнейсы; 9 — граниты и диориты; 10 — основные интрузивные породы; 11 — разломы; в — Абхарвская антиклиналь (по В. П. Будину): 1 — гармчапминская свита; 2 — хорогская свита; 3 — даршайская свита

Одни исследователи относят Памир к области мезозойской складчатости, другие считают, что Северный Памир следует относить к герцинидам, а Центральный и Южный — к мезозойским или кайнозойским складчатым сооружениям, третьи рассматривают его целиком как альпийскую складчатую область; последняя точка зрения нашла отражение на всех изданных тектонических картах СССР.

Согласно широко распространенным взглядам, большая часть Памира, расположенная южнее Центрально-Памирского глубинного разлома, принадлежит к системе геосинклиналичных складчатых сооружений Каракорума и окончательно сформирована в позднем мезозое. Юго-Западный Памир рассматривается при этом как часть крупного срединного массива, устойчивого на протяжении всей длительной истории формирования этой области. Северный Памир противопоставляется всей остальной его

территории в качестве герцинского складчатого сооружения, неразрывно связанного с Алаем. Более подробно все эти вопросы будут рассмотрены дальше.

ТАДЖИКСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Под Таджикской депрессией понимается область, располагающаяся между Южным Тянь-Шанем и Дарвазом. На северо-западе она граничит с Туранской плитой, а на юге срезается государственной границей СССР. Наиболее характерной особенностью ее рельефа является наличие системы веерообразно расходящихся и постепенно снижающихся к югу и юго-западу хребтов, получивших название Таджикской виргадии. На северо-востоке в ее состав входят юго-западные отроги хр. Петра Первого, на северо-западе — система хребтов Юго-Западного Гиссара. Эти окраинные горные сооружения характеризуются наибольшими высотами, превышающими 3,5 км, однако и в хребтах внутренней части виргадии отмечаются высоты более 2 км. Между хребтами располагаются широкие плоские долины — Сурхандарьинская, Вахшская и др.

Стратиграфия и магматизм

Таджикская депрессия выполнена мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Палеозойские и более древние породы образуют незначительные выходы только в сводовых частях крупных антиклинальных структур в Юго-Западном Гиссаре.

До кембрий и палеозой. Предположительно докембрийские породы в Юго-Западном Гиссаре представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами, метаморфизованными эффузивами. Среди палеозойских отложений выделены: девонские — мраморизованные известняки и филлиты; каменноугольные — терригенно-карбонатные породы нижнего отдела, эффузивы среднего и кислого состава, относящиеся к среднему отделу, терригенные породы с прослоями известняков и кислых эффузивов верхнего отдела; пермские — нижнетриасовые — красноцветные грубообломочные породы и кислые эффузивы. Все эти разновозрастные образования разделены угловыми несогласиями.

Вместе с названными отложениями находятся интрузивные породы гранитоидного ряда, относящиеся к двум тектоно-магматическим циклам — дораннекарбонному и послераннекарбонному.

Триас. Триасовая система в виде очень небольших выходов известна в Юго-Западном Гиссаре. Кроме уже упоминавшейся грубообломочно-эффузивной толщи, включающей нижний триас, здесь встречены верхнетриасовые континентальные терригенные породы с пестроцветными бокситами мощностью всего около 40 м.

Юра. Юрская система слагает значительные по площади выходы в Юго-Западном Гиссаре, где они представлены осадками всех трех отделов. Лейас развит ограниченно и представлен континентальными терригенными угленосными отложениями мощностью до 300 м. Выше трансгрессивно залегает терригенная морская, а в некоторых местах континентальная толща мощностью 250—350 м, включающая отложения от аалена до нижнего келловоя. Верхний келловей и оксфорд сложены известняками изменчивой мощности — от 100 до 700 м. Кимеридж и титон, отличающиеся весьма непостоянной мощностью (от нескольких десятков метров до 700—800 м), сложены гипсами, ангидритами и глинами с мало мощными прослоями карбонатных пород в нижней части разреза и мощными пластами солей (в том числе калийных) — в верхней.

В центральной и юго-восточной частях депрессий незначительные выходы верхней юры представлены глинами, гипсами и солью с прослоями песчаников и известняков. Видимая ее мощность от 250 до 550 м.

Мел. Меловые отложения довольно широко развиты в Юго-Западном Гиссаре и центральной части депрессии. В Юго-Западном Гиссаре в их составе выделяются три литофациальных комплекса. Нижний, включающий валанжин и готерив, состоит из лагунно-континентальных красноцветных терригенных пород с прослоями гипсов и имеет мощность от 170 до 420 м. Баррем и апт слагают второй, лагунно-морской комплекс — это зеленые и красные песчаники, ракушечниковые и оолитовые известняки, гипсы общей мощностью 100—220 м. Третий комплекс мощностью до 1,5 км — морской, он состоит из терригенных пород с прослоями ракушечниковых известняков; в нем выделяются все ярусы от альба до маастрихта.

В хр. *Бабатаг* и соседних районах центральной части депрессии мел сложен красноцветными обломочными породами с тонкими прослоями известняков. Мощность нижнего отдела здесь составляет 600—750 м, верхнего — 700—900 м.

Палеоген. Палеогеновые отложения занимают обширные площади — от западных склонов Юго-Западного Гиссара до хр. Петра Первого. Общий их литофациальный характер и номенклатура стратиграфических подразделений такие же, как в Ферганской долине. В первой половине периода — от бухарского до туркестанского времени включительно — осадкообразование происходило в морских и лагунно-морских условиях. В Юго-Западном Гиссаре и восточной части депрессии в это время накапливались терригенно-карбонатные, часто гипсоносные отложения мощностью до 250 м, а в центральных ее районах — свыше 500 м. Начиная с риштанского времени и до конца нижнего олигоцена морские осадки отлагались только в центральных районах (мощность 200 м); в восточной и западной частях накапливались красноцветные породы. Морские условия в течение этого времени

сохранялись на все более суживающейся площади, а в конце раннего олигоцена море окончательно покидает территорию депрессии.

В течение позднего олигоцена уже везде происходило накопление исключительно терригенных континентальных отложений, которые входят в состав почти повсеместно распространенной бальджуанской свиты. В центральных районах и на северо-востоке (в хр. Петра Первого) свита объединяет отложения верхнего олигоцена и низов неогена, а по периферии депрессии, кроме того, — низы олигоцена и верхний эоцен. Бальджуанская свита в большинстве случаев состоит из красноцветных песчаников с подчиненными глинистыми породами, но в предгорьях Гиссара и Дарваза значительная роль в разрезах принадлежит конгломератам. Наибольшей мощности (до 1200 м) свита достигает в районах верхнего течения р. Вахша, в хр. Петра Первого, западных предгорьях Дарваза и других пунктах, обычно же ее мощность составляет 400—700 м.

На северо-западном склоне Юго-Западного Гиссара на туркестанскую свиту налегает мощная (до 2700—2800 м) толща красноцветных пород. В нижней части она состоит из гипсоносных глин и песчаников, выше появляются конгломераты, которые преобладают в верхней части разреза. Эта толща некоторыми геологами датируется как олигоцен — неоген, другие считают ее целиком неогеновой.

Неоген. Неогеновые отложения развиты повсеместно. В юго-западных отрогах хр. Петра Первого и на северо-западном склоне Дарваза они разделены на ряд свит и имеют огромную мощность — до 8—9 км. Состоят они из красных конгломератов, которые часто резко преобладают в разрезах, песчаников и сланцев. Состав гальки показывает, что конгломераты образовались за счет размыва пород Дарваза. Между свитами в ряде мест отмечаются несогласия. В северной части Сурхандарьинской долины существенно конгломератовая свита с прослоями песчаников и глин в нижней части имеет мощность около 3,5 км. В предгорьях Гиссара обнажается только часть этой толщи, сложенной конгломератами с галькой из пород, слагающих хребет. В хребте Бабатаг развита толща суглинков с линзами конгломератов мощностью около 2 км.

Антропоген. Антропогеновые отложения развиты особенно широко в Сурхандарьинской и Вахшской долинах. Сложены они песчано-глинистой толщей, часто с прослоями гипсов и конгломератов мощностью от нескольких десятков метров до 400 м (кулябская свита). На подстилающих отложениях они залегают несогласно и сами слабо дислоцированы. В нижнем течении рек Вахша и Кафирнигана распространены лёссовидные озерные глины, переслаивающиеся с песками, галечниками и конгломератами, мощностью до 80 м.

Тектоника

Таджикская депрессия обладает очень своеобразными чертами строения. Отложения мезозоя и кайнозоя, залегающие резко несогласно на палеозойском фундаменте, образуют верхний структурный этаж и смяты в линейные складки, объединенные в единую систему. На востоке (хр. Петра Первого), где вся система резко сужена, складки имеют субширотное направление, затем

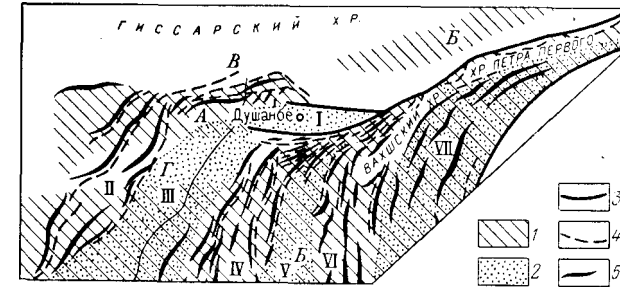


Рис. 82. Структурная схема Таджикской депрессии (по С. А. Захарову).

1 — мезозойские прогибы: А — Южногиссарский, Б — Южнотаджикташский; поднятия: В — Гиссарское, Г — Каратегинское; 2 — кайнозойские прогибы — синклинали: I — район Гиссарской долины, II — Сурхандарьинский, V — Яванский, VII — Яхсуйский; антиклинали: II — Байсуинский, IV — Кафирниганский, VI — Вахшский; 3 — пограничные глубинные разломы; 4 — крупнейшие внутридепрессионные разломы; 5 — наиболее крупные антиклинали

меняют его на юго-западное, а на юге приобретают субмеридиональные простирания (рис. 82). В этом направлении наблюдается веерообразное расхождение складок, их многократное ветвление, сами складки становятся все более широкими, пологими и образуют бронированные формы рельефа. Строение всей системы в целом вергентное: в восточной части складки наклонены к востоку и осложнены разломами такой же ориентировки, тогда как на западе отмечаются обратные падения осевых плоскостей складок и поверхностей сместителей надвигов [46].

В депрессии четко выделяется несколько крупных антиклинориевых и синклинориевых зон, дугообразно изгибающихся к северо-западу. На крайнем востоке к Дарвазу примыкает Яхсуйский синклинорий, который состоит из серии протяженных симметричных узких антиклиналей, разделенных широкими плоскими синклиналями. В южной части (район г. Куляба) известно несколько соленых куполов (Ходжа-Мумын, Ходжа-Сартис и др.), ядра которых, сложенные солью верхней юры, прорывают отложения неогена и антропогена. На западе располагается вторая синклинориевая зона — Гиссар-Сурхандарьинская. На севере она

протягивается широтно вдоль Гиссарского хребта, а затем резко изменяет направление; она осложнена сложной системой небольших брахиантклиналей, с которыми связаны нефтяные месторождения. Между двумя охарактеризованными синклиниями располагается антиклинориевая зона, состоящая из двух крупных антиклинориев — Кафирниганского и Вахшского, разделенных Яванским синклинием; все они представляют собой южную часть виргации хр. Петра Первого (см. рис. 82). Эта часть виргации состоит из многочисленных сближенных и ветвящихся антиклиналей, нередко опрокинутых и разорванных надвигами, по которым одни их части надвинуты на другие.

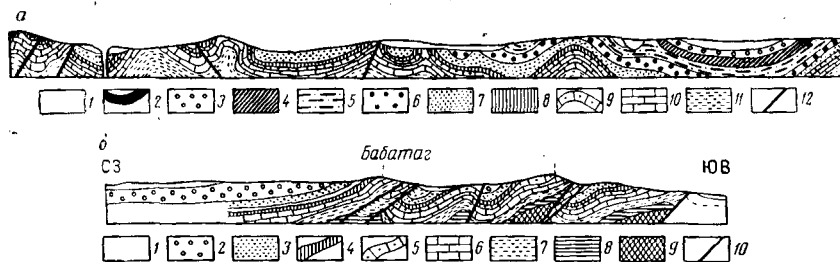


Рис. 83. Геологические разрезы Таджикской депрессии (по П. К. Чихачеву)

а — северо-восточная часть депрессии: 1 — антропоген, 2 — неоген нерасчлененный, 3—6 — свиты неогена, 7 — нижний неоген — верхний палеоген (бальджуанская свита), 8 — палеоген, 9 — палеоцен — датские известняки, 10 — верхний мел, 11 — нижний мел, 12 — разломы; *б* — северо-западная часть депрессии: 1 — антропоген; 2 — неоген, 3 — бальджуанская («кирпичная») свита, 4 — палеоген; 5 — палеоцен — датские известняки; 6 — верхний мел, 7 — нижний мел, 8 — юра, 9 — палеозой, 10 — разломы

С запада к Сурхандарьинскому синклинию примыкает горст-антиклинорий Юго-Западного Гиссара, представляющий собой сложную систему линейных и брахиформных асимметричных складок, осложненных крутыми разрывными нарушениями. Детали складчатой структуры антиклинория очень сложны. В строении его участвуют резко асимметричные неравнокрылые сундучные складки, разорванные крутыми взбросами. В северной части антиклинория эти складки часто сменяются горст-антиклиналями. Некоторые крупные антиклинали осложнены узкими линейными или брахиформными складками, на погружениях крутых крыльев антиклиналей нередко образуются структурные «носы». Разрывные нарушения представлены главным образом сбросами и взбросами с амплитудой до нескольких километров. В мезозойско-кайнозойском чехле разрывы нередко переходят во флексуры. На юго-западе, на погружении основных антиклинальных структур развиты осложнения в виде соляных дислокаций — крупного купола Ходжа-Икан и ряда мелких антиклиналей, у которых соляное ядро прерывает отложения нижнего мела, круто залегающие и разорванные многочисленными разломами около ядра и быстро выпола-

живающиеся при удалении от него. Общий характер структур Таджикской виргации хорошо отображается на разрезах (рис. 83).

Вопрос об общем тектоническом характере Таджикской виргации и ее положении в системе среднеазиатских мезозойских и кайнозойских структур будет рассмотрен позже

КОПЕТДАГ И БОЛЬШОЙ БАЛХАН

Северная часть складчатой системы Копетдага, находящаяся в пределах Советского Союза, простирается в юго-восточном направлении и отделена от Туранской плиты Предкопетдагским краевым прогибом. К северо-западу от Копетдага в состав альпийских складчатых сооружений многими исследователями включается Большебалхано-Кубадагская антиклинальная зона, а на юго-востоке — складки южной части Бадхыза.

Большая часть территории имеет горный рельеф. Хребет Копетдаг принадлежит к средневысоким горам с абсолютными отметками, редко превышающими 2000 м, но отличается очень сложным характером эрозионного расчленения. По направлению на юго-восток он постепенно снижается и в бассейне р. Теджен почти незаметно сливается с Низменными Каракумами. Бадхыз представляет собой невысокую пластообразную возвышенность с высотами до 300 м

К северо-западу от Копетдага располагается короткий невысокий кряж Малый Балхан, а несколько дальше — скалистый хребет Большой Балхан с высотами от 600 до 1880 м. По направлению на северо-запад он быстро снижается и переходит в Красноводское плато. Между Большим Балханом, западными отрогами Копетдага и Каспийским морем простирается Закаспийская, или Западнотуркменская, низменность.

Геологические исследования дореволюционного периода во всей этой области носили спорадический характер и связаны с именами таких известных геологов, как Н. И. Андрусов, К. И. Богданович, В. Н. Вебер, К. И. Калицкий, А. Д. Нацкий и др. Начиная с 30-х годов текущего столетия здесь начали проводиться систематические геологосъемочные и другие работы по изучению геологии этого края. Важные исследования провели здесь А. А. Борисов, Ю. Н. Годин, А. В. Данов, О. С. Вялов, М. И. Варенцов, П. И. Калугин, Н. П. Луппов, К. К. Машрыков, В. Д. Наливкин, И. И. Никшич, В. Н. Огнев, Б. А. Петрушевский, И. А. Резанов и многие другие геологи.

Стратиграфия

На рассматриваемой территории распространены образования только мезозойского и кайнозойского возраста, в том числе изверженные породы — порфириды, диабазовые порфириды и

граниты, известные в районе Красноводска и в западной части Большого Балхана; граниты имеют возраст 200 млн. лет, т. е. внедрились в позднем триасе.

Юра. Юрские отложения известны в Большом Балхане и Кубадаге и в виде отдельных выходов — в Копетдаге. В *Большом Балхане* разрез начинается толщей темных аргиллитов с прослоями песчаников, содержащей аммониты и брахиоподы байоса и имеющей видимую мощность свыше 2 км. В сложении батского яруса, имеющего примерно такую же мощность, принимают участие песчаники и глинистые сланцы, местами ритмически чередующиеся и образующие толщу флишеидного облика, с прослоями конгломератов, углистых сланцев и углей; в ней кроме растительных остатков содержатся аммониты.

Верхняя юра представлена в основном известняками и доломитами мощностью до 700 м. В *Кубадаге* верхняя часть отдела сложена красноцветной толщей песчаников, загипсованных глин и гипсов, а в районе Ашхабада — известняками с прослоями ангидритов и гипсов.

Мел. Меловые отложения известны во всех горных сооружениях, но наибольшие площади они занимают в *Копетдаге*, где особенно хорошо изучен нижний мел. Валавжин сложен внизу мергелями и подчиненными им известняками, а выше — известковистыми песчаниками и алевролитами мощностью около 300 м и содержит *Aucella terebratuloides* и *Toxaster granosus*. Готерив мощностью от 600 до 900 м в нижней части сложен известняками и доломитами, а выше — переслаивающимися известняками и аргиллитами. Среди руководящей фауны можно назвать *Leopoldia cf. leenhardti* и *L. aff. castellanensis*. Нижняя часть баррема с орбитолинами также известняковая, а верхняя представлена мергелями. Общая его мощность около 500 м. Верхняя часть нижнего мела в отличие от карбонатного неокома представлена терригенными осадками. Аптский ярус (от 600 до 1200 м) сложен песчаниками и алевролитами, к которым местами присоединяются мергели, аргиллиты и маломощные прослои известняков. В них содержатся *Parahoplites* и другие аммониты. Альб представлен в нижней части глинисто-алевролитовой толщей, а выше — преимущественно песчаниками с богатой фауной аммонитов — *Acanthohoplites nolani*, *Hoplites dentatus*, *Anahoplites rossicus* и многими другими, которые позволяют выделять здесь не только подъярусы, но и многочисленные зоны, что дает возможность рассматривать альбский разрез Копетдага в качестве опорного для всей территории Советского Союза. Мощность альба изменяется в пределах 625—1200 м.

Отложения верхнего мела широко распространены только в Западном Копетдаге, где их общая мощность достигает 1,5—2 км. По литологическому составу они отчетливо разделяются на две толщи: нижнюю глинисто-песчаную, включающую сеноман — нижний турон, и верхнюю известняково-мергелистую; много-

численные руководящие формы аммонитов, иноцерамов и морских ежей позволяют выделить все ярусы, а некоторые из них расчлениить на зоны.

В *Большом Балхане* неомком залегает на юре резко несогласно, он также целиком карбонатный, но имеет мощность не более 600 м. В *Кубадаге* наряду с карбонатными морскими отложениями в разрезе имеются красноцветные гипсоносные осадки готеривского яруса. Апт и альб сложены песчано-глинистыми морскими осадками, но мощность их также значительно меньше, чем в Копетдаге, и составляет 300—800 м.

В южной части *Бадхыза* — районе г. Кушки, скважинами вскрыты верхнемеловые отложения видимой мощностью около 570 м. В нижней части разреза, сложенной преимущественно известняками, по микрофауне выделяются кампан и маастрихт. К датскому ярусу относят толщу красно-коричневых глин, песчаников и доломитов.

Палеоген. Палеогеновые отложения широко распространены в Западном Копетдаге, имеются они также в Восточном Копетдаге, Бадхызе и других районах.

В *Западном Копетдаге* палеоген местами согласно, в других случаях с разрывом залегает на датском ярусе. Характерной его особенностью является значительное сходство с палеогеном Кавказа и в то же время в нем содержатся некоторые элементы фауны, типичной для восточных районов Средней Азии, т. е. этот разрез занимает как бы промежуточное положение между ними. Нижняя его часть состоит из глинистых и отчасти кремнистых мергелей и известковистых глин разной окраски, в середине известковистые компоненты имеют резко подчиненное значение, но зато появляются алевролиты и песчаники, а верхняя часть разреза существенно глинистая. Весь разрез разделен на ряд свит, мощность которых в северных и южных районах подвержена довольно сильным колебаниям, однако общая их мощность остается более или менее постоянной, изменяясь в пределах 1600—2500 м; в верхней части разреза выделяются аналоги майкопской серии.

В *Большом Балхане* мощность палеогена, представленного здесь только нижней своей половиной, уменьшается до 400—450 м, но состав отложений остается близким: это преимущественно песчаники, мергели и глины разной окраски, в верхней части разреза гипсоносные.

Сходные по составу, но большие по мощности, разрезы палеогена характеризуют *Предкопетдагский краевой прогиб*, где вскрытая бурением неполная его мощность превышает 1000 м. Похожие отложения развиты в восточной половине Копетдага.

Существенные отличия имеет палеоген *Бадхыза*, где развит разрез среднеазиатского типа. Бухарская свита, сложенная известняками, известковистыми песчаниками и глинами, и сузская, сложенная песчано-глинистыми осадками, имеют здесь общую мощность до 500 м. Вышележащая часть эоцена имеет

терригенно-карбонатный состав внизу, а выше располагается вулканогенный комплекс — андезиты и базальты, их туфы, туфобрекчии и туфолавы мощностью около 150 м. Верхняя часть разреза существенно терригенная. Общая мощность палеогена превышает 1 км.

Неоген. Неогеновые отложения развиты повсеместно.

В *Западном Копетдаге* залегающий в основании тортон представлен очень пестрым по составу комплексом пород — песками и песчаниками, оолитовыми и ракушечниковыми известняками, гипсами и мергелями, местами конгломератами мощностью до 250 м. Типичная для Черноморско-Каспийских разрезов фауна позволяет выделить здесь чокракский, караганский и конкский горизонты. Сармат, в котором выделяются все подъярусы, также представлен разнообразными по составу морскими осадками небольшой мощности. Плиоцен, в котором выделяются отложения акчагыльского и апшеронского ярусов, имеет терригенно-карбонатный состав и небольшие мощности всего в десятки метров.

В *Восточном Копетдаге и Бадхызе* мощность неогена значительно увеличивается и морские отложения замещаются континентальными. В последнем из названных районов они представлены терригенной толщей и расчленяются на ряд свит, разделенных перерывами и имеют мощность от нескольких сотен метров до 1 км.

В *Предкопетдагском краевом прогибе* неоген имеет мощность около 1,5 км. В составе его принимают участие морские осадки — глины и песчаники с прослоями конгломератов, подчиненные им известняки, а также красноцветные терригенные породы.

Особенно мощная толща неогена развита в *Закаспийской впадине*, где Небитдагская опорная скважина вскрыла сармат на глубине 2150 м, а Миасерская на глубине 2250 м не вышла из плиоцена. Сарматские отложения, видимая мощность которых менее 100 м, имеют терригенно-карбонатный состав. Выше залегают красноцветная континентальная толща, вскрытая также многими другими скважинами, а кое-где обнажающаяся на поверхности. Состав ее довольно сильно изменчив. Иногда она слагается конгломератами, галечниками и песчаниками, в других пунктах — песчаниками, наконец, нередко в разрезе резко преобладают глины, а песчаники и алевролиты играют подчиненную роль. Возраст толщи определяется ее положением между сарматом и акчагылом. Мощность красноцветной толщи в Небитдагской скважине превышает 1800 м, на Челекене — до 2500 м, во в других пунктах снижается до нескольких сотен метров. Акчагыл в упомянутых скважинах имеет мощность 200—300 м (на Челекене до 500 м) и сложен глинами или песчано-глинистыми осадками. Апшерон имеет такой же состав и мощность от нескольких десятков метров до 370 м.

Антропоген. Морские отложения особенно широко распространены в Закаспийской впадине. Осадки бакинской

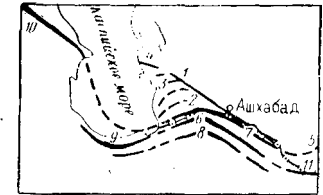
трансгрессии, представленные главным образом глинами, имеют здесь мощность около 500 м, а вместе с более молодыми и покровными образованиями их мощность составляет около 1 км. Кроме морских осадков, широко распространены песчано-глинистые отложения аккумулятивных террас и эоловые пески.

Тектоника

В строении описываемой территории принимают участие следующие крупные структурные элементы: Копетдагский мегантиклинорий, Предкопетдагский краевой прогиб, Большебалханско-Кубадагская антиклинальная зона, Закаспийская (Западно-туркменская) впадина и складчатая система Бадхыза.

Рис. 84. Основные тектонические элементы Туркмено-Хорасанской складчатой системы (по П. И. Калугину).

1 — Передовая цепь Копетдага; 2 — Главный Копетдагский антиклинорий; 3 — виргации западного погружения Копетдага; 4 — Большой Балхан и Кубага; 5 — Бадхыза и Карабиль; 6 — Алада; 7 — Биналуд; 8 — Джагатайский хребет; 9 — Эльбурс; 10 — Большой Кавказ; 11 — Паропамиз



Копетдагский мегантиклинорий является звеном сложной дугообразно выгнутой к северу Туркмено-Хорасанской складчатой системы (рис. 84) и заходит в пределы нашей страны только своей северной частью.

Общий план его строения определяется наличием двух различно ориентированных систем складок. На западе во внутренней приосевой части хребта располагается система простирающихся широко крупных антиклиналей и синклиналей, постепенно погружающихся в сторону Каспийской впадины. Складки резко асимметричные, с крутым (до 80°) северным крылом и пологим (до 20°) — южным, разбиты сложной сетью разрывных нарушений [31]. На востоке складки приобретают юго-восточное простирание.

Складчатые дислокации Передовой цепи в виде узкой полосы протягиваются прямолинейно (см. рис. 84) в северо-западном направлении и представляют собой сложную систему штамповых антиклинальных складок такого же простирания. Складки эти, по-видимому, развивались над зоной глубинного разлома, отделяющего альпийские складчатые сооружения Копетдага от Туранской плиты. Этот Южнотуркменский глубинный разлом в доальпийском основании выражен системой удлиненных продольных блоков, кулисообразно и ступенчато подставляющих друг друга [62]. Антиклинальные складки Передовой цепи имеют обычно сундучную форму и оборваны с северо-востока взбросами и надвигами с амплитудой перемещения до нескольких километров (рис. 85).

В строении северо-западной части Копетдага принимают участие меловые и более молодые отложения. Вдоль северного ее края протягивается в северо-западном направлении узкая резко асимметричная антиклиналь Передового хребта с подвернутым северным крылом, осложненным крупным надвигом — одним из поверхностных выражений Южнотуркменского глубинного разлома. От нее в юго-западном направлении фестончато отчленяется серия крупных брахиформных антиклинальных складок —

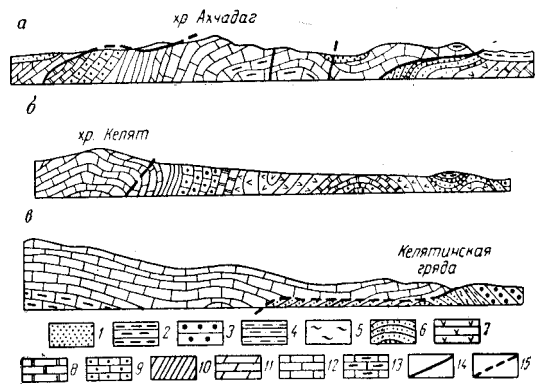


Рис. 85. Геологические разрезы Копетдага (по П. И. Калугину).

а — Главная передовая антиклиналь Копетдага; б — антиклиналь Арçман-Нухурского узла; в — Главная передовая антиклиналь Центрального Копетдага; 1 — антропоген; 2 — акчагыл; 3 — казанчайская свита; 4 — сармат; 5 — карагауданская свита; 6 — морской палеоген; 7 — датский ярус, сенон, турон; 8 — сеноман; 9 — альб; 10 — апт; 11 — верхний баррем; 12 — нижний баррем, готерив, валанжин; 13 — верхняя юра; 14 — разломы; 15 — предполагаемые тектонические контакты

Кюрендагская, Малобалханская и другие, — разделенных плоскими синклиналями. Наряду с широкими складками простого строения здесь отмечаются узкие сжатые антиклинали и синклинали, сложенные породами палеогена и неогена, с крутыми, нередко запрокинутыми крыльями. Южнее палеоген смят в систему простых коротких брахиформных складок широтного и юго-западного простирания. По направлению на запад все складки Западного Копетдага погружаются и скрываются под покровом кайнозойских отложений, выполняющих Закаспийскую впадину.

Предкопетдагский краевой прогиб протягивается от западной оконечности Копетдага до р. Теджен. Глубина залегания фундамента в его пределах, судя по данным геофизики, достигает 7—10 км. Прогиб этот, как и другие аналогичные структуры, резко асимметричен: северное его крыло пологое — от 2 до 6°, южное — очень крутое и осложнено системой крупных надвигов и вытянутых брахиформных складок с крутыми (до 80°) северо-восточ-

ными и пологими (до 20°) юго-западными крыльями; значительно более пологие складки отмечаются в центральной части прогиба [39]. Погребенным Кызыларватским выступом прогиб разделен на две впадины: Казанджикскую и Ашхабадскую; на выступе кровля мела находится на глубине 1,5—2 км, а во впадинах — на 3,5—4 км. Казанджикская впадина центроклинально замыкается около Большого Балхана, Ашхабадская — в бассейне Теджена.

Большебалхано-Кубадагская антиклинальная зона состоит из двух субширотных антиклинальных складок, кулисообразно замещающих одна другую и почти со всех сторон ограниченных флексурами или сбросами. Антиклиналь Большого Балхана — это простая складка с пологим (до 20°) южным крылом, плоским сводом и крутым северным крылом, образованным многоступенчатой флексурой с амплитудой до 5 км. Верхнеюрские и более молодые породы, вплоть до палеогена, круто падают на север, местами стоят на головах. Южное крыло также осложнено флексурой и серией ступенчатых сбросов. Похоже построена и Кубадагская антиклиналь, от которой сохранились только северное крыло и часть ядра. В целом обе антиклинали образуют единую горст-антиклинальную зону, сформированную в результате резких опусканий прилежащих впадин.

В отношении тектонической принадлежности горст-антиклинали Большого Балхана — Кубадага мнения геологов расходятся. Большинство исследователей относят ее к альпийскому складчатому поясу, основываясь на тесных связях в истории геологического развития, существовавших между Большим Балханом, Малым Балханом и Копетдагом в юрском и меловом периодах. Согласно этим представлениям, Большой Балхан является краевым антиклинальным сооружением на границе с эшигерцинской платформой. Другие ученые рассматривают Большой Балхан в качестве унаследованной складки осадочного чехла платформы и, наконец, третьи полагают, что его формирование тесно связано с глубинным разломом, у которого он располагается. Согласно этой последней точке зрения Большой Балхан и Кубадаг представляют собой своеобразную приразломную складчатую зону или же шовно-глыбовое поднятие, сформированное в зоне глубинного разлома, связанного с резким погружением поверхности Моховичича.

Закаспийская (Западно-Туркменская) впадина представляет собой глубочайший прогиб: глубина залегания в нем фундамента определяется геофизиками в 13—14 км, а мощность кайнозойских отложений составляет 5—6 км. Северный борт впадины ограничен крутой флексурой, значительной крутизной отличается и восточный борт. В ней выделяются четыре зоны относительного поднятия и прогибания: Прибалханская, Чикишлярская и Кызыларатская прогнутые и Аладаг-Мессерианская зона поднятия (рис. 86). Последняя из них — это валообразная структура, сложенная

в осевой части верхним мелом, подходящим близко к поверхности, а на крыльях быстро погружающимся под толщу палеогена и неогена; эта зона представляет собой продолжение структур Западного Копетдага.

Названные зоны осложнены большим количеством локальных брахиантиклинальных поднятий, иногда хорошо выраженных в рельефе. Ряды их образуют широкий «веер» (виргацию), расходящийся на

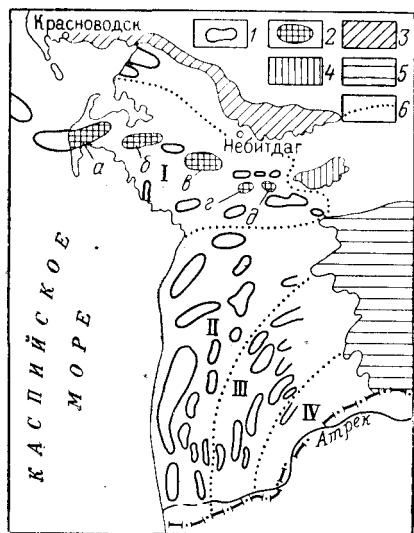


Рис. 86. Схема структур юго-западной части Туркмении (по Ю. Н. Годину).

1 — контуры выявленных антиклиналей; 2 — антиклинали, с которыми связаны нефтяные и газовые месторождения; 3 — структуры Большого Балхана — Кубадага; 4 — структуры Малого Балхана; 5 — структуры Западного Копетдага; 6 — границы зон; I — Прибалханская депрессия; II — Чикишлярская депрессия; III — Аладаг-Мессерианская зона; IV — Кызылатрекская депрессия. Антиклинали: а — Челекенская, б — Котур-Тенинская, в — Небитдагская, г — Кызылкумская, д — Кумдагская

запад. Четковидное или кулисообразное расположение этих поднятий вдоль определенных линий и повсеместная связь с ними грязевых вулканов свидетельствуют о том, что они контролируются разломами. Особенно крупные поднятия, дохо-

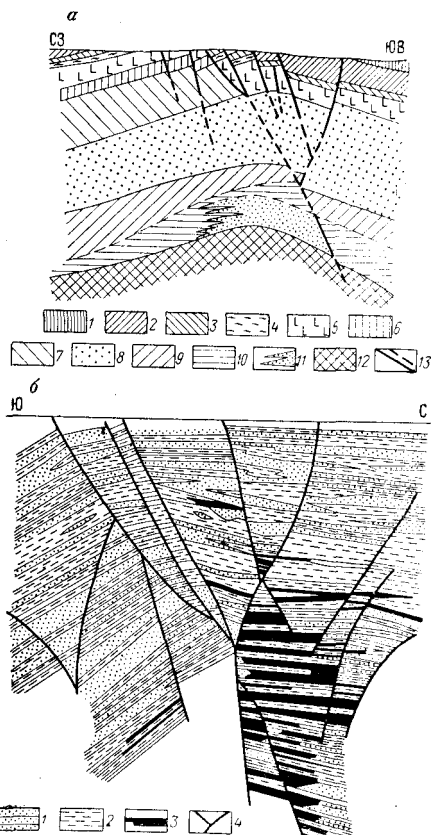


Рис. 87. Разрезы нефтеносных структур Закаспийской впадины (по В. В. Семеновичу).

а — Челекен — Алигул: 1 — бакинский ярус; 2 — апшерон; 3 — акчагыл; 4 — 9 — горизонты красноцветной толщи; 10 — зоны повышенных сопротивлений; 11 — нефтенасыщенные части разреза; 12 — отложения, подстилающие красноцветную толщу; 13 — сбросы. б — Небитдаг: 1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — нефтенасыщенные части разреза; 4 — разломы

дящие до 30 км в длину, с которыми связана вся промышленная нефтегазоносность области, располагаются в Прибалханской зоне — Челекен, Котур-Тепе, Небитдаг и др. Они обычно асимметричны, отличаются значительной крутизной крыльев (до 40—50°) и разбиты многочисленными разломами (рис. 87). Строение поднятий усложняется в тех случаях, когда на них расположены грязевые вулканы, так как с последними связаны глубокие воронки проседания. В Чикишлярской зоне поднятия также крупные,

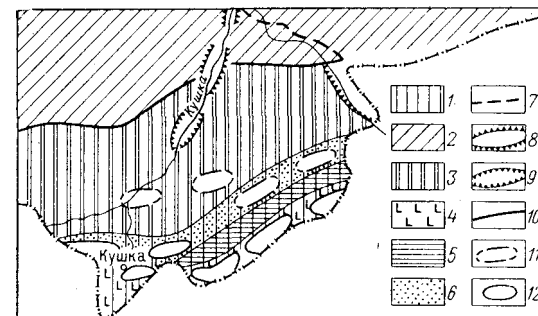


Рис. 88. Тектоническая схема Бадхиза (по М. М. Германюку и др.).

1 — район с резко выраженной складчатостью; 2 — район со слабо выраженной складчатостью; 3 — Калаиморский прогиб; 4 — Манганская зона поднятий; 5 — Нурбетовский прогиб; 6 — Ишимская зона поднятий; 7 — Мургабский разлом; 8 — области новейших поднятий; 9 — области новейших опусканий; 10 — границы тектонических районов; 11 — контуры выявленных локальных структур; 12 — структуры, выявленные по горизонтам палеогена и неогена

но более пологие, с углами падения в крыльях 5—6° и менее разбитые разломами, но с более интенсивным грязевым вулканизмом. Брахиантиклинали, осложняющие Аладаг-Мессерианскую зону — удлиненные и менее крупные, а в Кызылатрекской зоне выявлены только отдельные поднятия. Характерной особенностью поднятий является увеличение углов падения с глубиной и увеличение мощности пород по мере удаления от свода, что свидетельствует о конседиментационном развитии складок.

Еще один важный структурный элемент выделяется на основании геофизических данных к западу от Закаспийской впадины, который именуется некоторыми геологами Южнокаспийским срединным массивом. Большая его часть ныне занята южной частью Каспийского моря. В течение длительного времени он отличался относительной устойчивостью и послужил тем жестким упором, который обусловил изменение направления складок Копетдага, дугообразное расположение складчатых сооружений Эльбурса, огibaющих с юга Каспийское море, и другие особенности структуры. Формирование на месте срединного массива впадины

связано уже с новейшими движениями плиоцен-антропогенного времени.

Складчатая система южного Бадхыза протягивается от г. Кушки на северо-восток. На юге она состоит из серии асимметричных складок с крутыми северными и более пологими южными крыльями, которые севернее сменяются небольшими кулисообразно располагающимися брахиантиклиналями также асимметричного строения. К северу от этой складчатой зоны протягивается пологий прогиб, осложненный небольшими локальными поднятиями (рис. 88).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОБЛАСТЕЙ МЕЗОЗОЙСКОЙ И КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Наибольший интерес представляют месторождения нефти и газа; в Западнотуркменском нефтеносном районе давно эксплуатируются Челекен, Небитдаг, Кумдаг, Котур-Тепе и газоконденсатное месторождение Кызылкум; на Челекене добывается также озокерит. Небольшие нефтяные месторождения есть в Таджикской депрессии — Учкызыл, Хаудаг и др. В Юго-Западном Гиссаре находится газовое месторождение Адамташ. Из ряда мелких каменноугольных месторождений можно упомянуть Байсунское.

Среди неметаллических полезных ископаемых в Юго-Западном Гиссаре известны месторождения серы — Гаурдак и солей — Ходжа-Икан и др., в том числе калийные; месторождения соли имеются также в юго-восточной части Таджикской депрессии (Ходжа-Мумын). В районе Душанбе есть небольшие залежи фосфоритов. Повсеместно распространены разнообразные строительные материалы.

Эндогенная минерализация представлена бедно. Большое значение имеют только месторождения горного хрусталя на Памире. В Кугитанге и на Дарвазе известны небольшие месторождения свинца. Мелкие месторождения киновари, барита и витерита имеются в Копетдаге.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПАМИРА, ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ И КОПЕТДАГА

Рассмотрение мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений удобно начать с западного их звена — Копетдага и прилежащих структур. По поводу тектонической позиции Копетдага мнения ученых довольно единодушны: его относят к альпийским миогеосинклинальным складчатым сооружениям. Что касается Большого Балхана и Кубадага, то о них говорилось выше. На ряде тектонических карт и схем они изображены в виде краевой антиклинальной зоны области альпийской складчатости. Закаспийская

впадина при такой концепции является своеобразным аналогом Куруинской впадины.

Интенсивные прогибания начались в Копетдаге в средней юре и продолжались до неогена, а в отдельных участках и в антропогене. Накопление мощных осадочных толщ сопровождалось неоднократными складкообразовательными движениями и поднятиями. Наиболее ранние из них четко фиксируются в конце юры, однако в основном современная структура была создана движениями, происходившими в начале миоцена, а затем в конце миоцена и в плиоцене. Отдельные элементы структуры были сформированы одновременно: сначала Большешалхано-Кубадагская зона, затем складчатые сооружения Копетдага и, наконец, Предкопетдагский краевой прогиб и межгорная Закаспийская впадина.

Окончание геосинклинального развития смыкается с этапом новейших тектонических движений. В процессе интенсивных контрастных вертикальных движений в конце неогена и в антропогене одни участки были погружены на большую глубину (например, в Закаспийской впадине), а другие сильно подняты, в результате чего остатки пенеплена бакинского возраста наблюдаются в центральных частях Копетдага на высоте до 2 км.

Не совсем определенно положение структур Бадхыза. Скорее всего они являются частью краевого прогиба перед складчатыми сооружениями Паропамиза, но возможно, что частично они входят в состав альпийской миогеосинклинальной складчатой зоны.

Сложный и до конца еще не расшифрованный тектонический элемент представляет собой Таджикская депрессия. Своеобразие строения и геологического развития, с одной стороны, сближает ее с геосинклинальными складчатыми сооружениями, а с другой — придает ей некоторые черты сходства с платформенными образованиями. Такая двойственность депрессии приводит к тому, что существует множество мнений о ее тектонической природе, нашедших отражение в предложенных разными авторами схемах тектонического районирования.

Рассматривать многочисленные точки зрения по этому вопросу здесь невозможно, однако некоторые замечания сделать нужно. Прежде всего следует подчеркнуть, что структура Таджикской виргации представляется единой, и вряд ли возможно выделять из ее состава качественно резко отличающиеся части. Более того, по-видимому, не существует какой-либо естественной геологической границы, которая разделяет альпийские структуры Баба-тага, хребтов Вахшского, Петра Первого и Заалайского и поэтому они должны рассматриваться как единое целое — область развития складчатых структур между двумя глубинными разломами — Гиссаро-Вахшским (Гиссаро-Заалайским) и Каракульско-Дарвазским, на северо-востоке сливающимися в единую глубинную зону, отделяющую Южный Алай от Северного Памира. Своеобразие строения зоны складчатых дислокаций хребтов Петра Первого

и Заалайского привело к тому, что она обособляется многими исследователями под наименованием Памиро-Алая, однако это своеобразие, вероятно, целиком обусловлено ее формированием на месте приразломного или надразломного прогиба (шовной зоны). Органические связи между структурами Заалая и Таджикской депрессии подтверждаются не только единством их структурного плана, но также сходством режима колебательных движений, близостью условий осадкообразования на протяжении большей части мезозоя и кайнозоя, характером сейсмичности и другими признаками.

Что касается возможности отнесения Таджикской депрессии к геосинклинальным или платформенным сооружениям, то сделать это весьма затруднительно. Она является ярким примером того, насколько еще несовершенны современные представления о подвижных зонах земной коры. Определяя геотектоническую сущность Таджикской депрессии, приходится говорить о ней, как об области, прошедшей в мезозое этап платформенного развития, а затем такой активизации платформенного режима, которая в конечном итоге

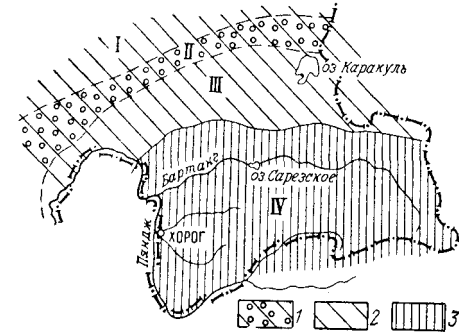


Рис. 89. Положение Памира в складчатой области Средней Азии (по Б. П. Бархатову).

1 — мезозойско-кайнозойская складчатая зона; 2 — палеозойский складчатый пояс; 3 — мезозойско-кайнозойский складчатый пояс; I — Южнотяньшанская складчатая система; II — Памиро-Алайская зона; III — Кульбундская складчатая система; IV — Каракорумская складчатая система

привела к формированию складчатой системы, по многим особенностям очень сходной с геосинклинальными складчатыми сооружениями, но не тождественной последним. Определение роли подобных структурных элементов в истории земной коры и классификация их — дело будущего.

Памир так же, как и Таджикская депрессия, является объектом длительной дискуссии и серьезных разногласий среди геологов.

На всех тектонических картах и многих тектонических схемах Памир отнесен к области альпийской складчатости, однако такая его позиция вызывает много возражений. Если такая классификация с известными оговорками, которые сделаны выше, приемлема для Заалайской подзоны, то этого никак нельзя сказать об остальной его территории. Более того, рассмотрение строения и геологической истории отдельных его частей убеждает в том, что в составе Памира находятся такие глубоко отличающиеся один от другого регионы, как Северная и Центральная зоны. В настоящее время большинство геологов приходит к выводу, что названные зоны относятся к разновозрастным складчатым системам (рис. 89).

Сравнение строения и геологической истории Южного Алая и Северного Памира показывает, что, несмотря на целый ряд отличий, между ними существует большое сходство, обусловленное прежде всего тем, что оба они принадлежат к единой средне-верхнепалеозойской геосинклинальной системе (см. рис. 76) и сформированы в качестве складчатых сооружений в герцинскую эпоху складчатости. Сходство структур этих регионов ясно следует из приведенных выше описаний, а единство режима колебательных движений в течение среднего и позднего палеозоя наглядно иллюстрируется палеотектоническими схемами (рис. 90) и сводным

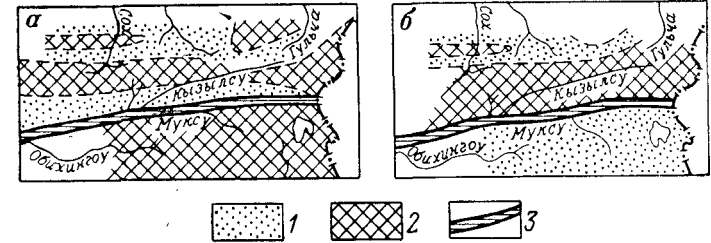


Рис. 90. Палеотектонические схемы Южного Алая и Северного Памира (по И. А. Марушкину).

а — конца верхнего девона; б — начала верхнего карбона; 1 — прогибы; 2 — поднятия; 3 — Гиссаро-Заалайский глубинный разлом

графиком прогибов и поднятий (рис. 91). В течение всего мезозоя и кайнозоя Северный Памир (за исключением Заалайской его подзоны) был областью устойчивых поднятий.

В Центральной зоне геосинклинальный режим удерживался на протяжении огромного промежутка времени от протерозоя почти до конца мезозойской эры, когда здесь в результате неоднократных складкообразовательных движений была сформирована складчатая система. В разных участках зоны длительность геосинклинального развития была, однако, неодинаковой: так, для юго-восточного Памира ранний и средний палеозой были эпохой длительных поднятий и возобновление резких дифференциальных движений, сопровождающихся накоплением мощных геосинклинальных толщ, приходится здесь на поздний палеозой. Это и послужило главной причиной того, что юго-восточный Памир нередко обособляется в качестве отдельной структурно-фациальной зоны. Юго-западный Памир к раннему палеозою уже закончил геосинклинальное развитие и в течение всей последующей истории выступал в роли срединного массива с постоянной тенденцией к поднятию.

Окончательное оформление структуры и образование современного рельефа Памира произошло уже в эпоху грандиозных новейших движений, охвативших весь этот регион.

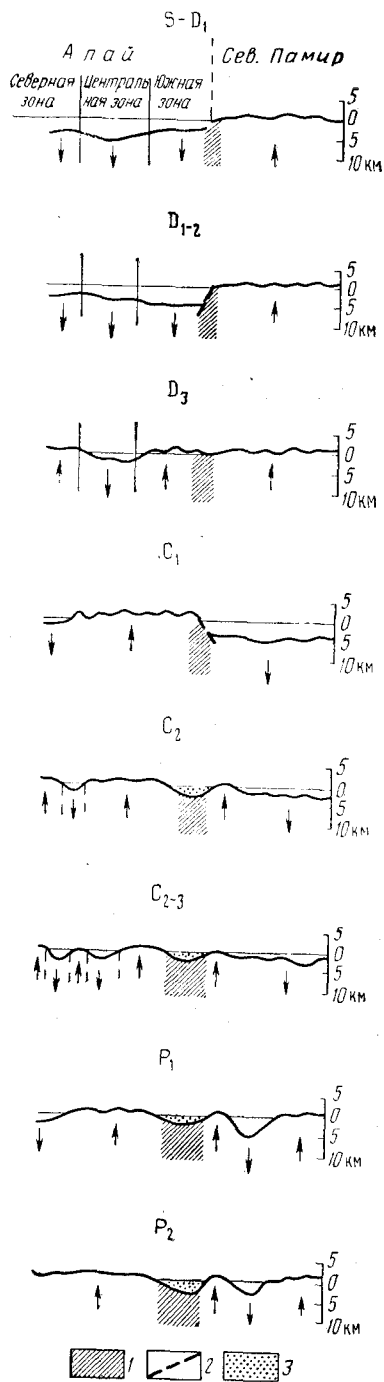


Рис. 91. Схема развития прогибов и поднятий Алтая и Северного Памира (по И. А. Марушкину).

1 — зона глубинного разлома; 2 — краевые разломы; 3 — приразломный прогиб

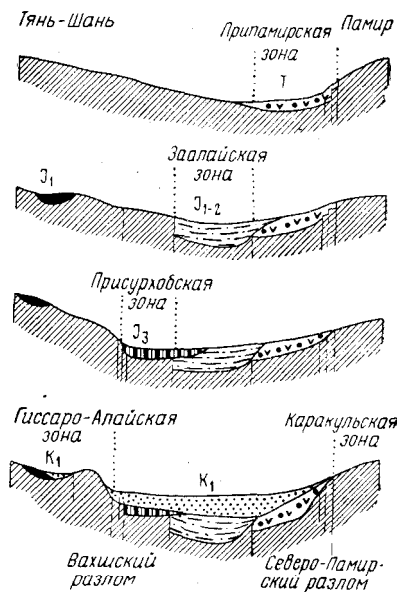


Рис. 92. Схема развития Заалайского прогиба в мезозое (по А. В. Григорьеву)

В заключение нужно остановиться на вопросе о соотношениях между Памиром и Тянь-Шанем или, точнее, между Северным Памиром и Алаем. Соотношения эти в различные периоды геологической истории были неодинаковыми. В среднем палеозое оба эти региона входили в состав единой геосинклинальной области в качестве структурно-фациальных зон второго порядка и были разделены крупным глубинным разломом (см. рис. 90).

В течение мезозойской эры в зоне этого разлома формировался приразломный или, вернее, надразломный прогиб, в котором сначала в отдельных участках, а затем повсеместно, накапливались разнообразные осадки (рис. 92). Начиная с палеогена, на протяжении всей кайнозойской эры в этой зоне происходили интенсивные тектонические движения, в том числе складкообразовательные. В результате здесь была сформирована система очень напряженных, нередко изоклинальных и веерообразных складок и многочисленных разнообразных разломов Заалайской подзоны. Большая сложность дислокаций в породах мезозоя — кайнозоя, очень высокая сейсмическая активность и другие признаки резко отличают эту зону от соседних герцинских складчатых сооружений. Поэтому-то она нередко обособляется в качестве самостоятельного структурного элемента под названием Памиро-Алая.

Особое значение в структуре этого района имеют многочисленные и разнообразные разломы, в том числе очень крупные, ограничивающие зону от соседних складчатых сооружений Алая и Северного Памира. Многие исследователи придают разломам (Вахшскому и Каракульскому) самостоятельное значение, однако их скорее следует рассматривать в качестве структурных элементов, являющихся поверхностным выражением важнейшего структурного шва — Гиссаро-Заалайского глубинного разлома, разделявшего Памир и Алай на протяжении всей доступной анализу истории развития этих регионов.

Характер тектонических движений в зоне этого разлома до настоящего времени остается дискуссионным. Некоторые исследователи считают, что здесь развита система довольно пологих надвигов, по которым Памир испытал значительное перемещение к северу, измеряемое многими десятками километров, однако большинство геологов отрицает это, указывая, что амплитуда горизонтальных перемещений не превышает нескольких километров. В то же время амплитуда вертикальных движений была значительно большей. При этом можно уверенно утверждать, что как в формировании современной структуры этого региона, так и главных особенностей рельефа важнейшая роль принадлежала зоне Гиссаро-Заалайского глубинного разлома.

Глава четвертая

ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

На востоке Советского Союза обширные территории заняты мезозойскими складчатыми сооружениями, примыкающими к Сибирской платформе с северо-востока и юго-востока. На северо-востоке они протягиваются от Верхоянского хребта до крайней восточной оконечности нашей страны — Чукотского полуострова и получили название Верхоянско-Чукотской складчатой области. В состав складчатых сооружений, расположенных на юго-востоке, входят Забайкальско-Приамурская и Сихотэ-Алиньская складчатые области. В составе первой из них будут рассмотрены не только мезозойские, но частично также почти не переработанные мезозойскими тектоническими движениями герцинские структуры Восточноазиатской складчатой области, заходящие в пределы нашей страны в Чикойском районе Забайкалья и в бассейне нижних течений Зеи и Буреи. Западные регионы этой обширной территории для краткости будут называться Забайкальем, а восточные — Дальним Востоком.

ЗАБАЙКАЛЬЕ И ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Рассматриваемая область от Сибирской платформы отделена Монголо-Охотским глубинным разломом, на востоке погружается под воды Охотского и Японского морей, а на юге обрывается государственной границей СССР. Северо-западная ее часть, непосредственно примыкающая к Сибирской платформе и протягивающаяся от Восточного Забайкалья через Верхнее Приамурье в бассейн р. Уды, обычно обособляется под названием Монголо-Охотского пояса.

Большая часть этой территории характеризуется рельефом средне- или низкорной страны. В Забайкалье вдоль ее северо-западной границы протягивается Борщевочный хребет; в крайней юго-западной части — в верховьях рек Чикоя, Ингоды и Онона он состоит из серии коротких, но довольно высоких хребтов — Даурского и др. (голец Быстринский 2523 м, голец Сохондо 2508 м). Далее на северо-восток Борщевочный хребет, протягивающийся по правобережью Шилки до ее слияния с Аргунью,

постепенно снижается. Почти вся территория к юго-востоку от него занята системой небольших горных хребтов — Нерчинским, Газимурским и др., с высотами до 1500 м. По направлению на юго-запад они снижаются и сменяются группами низких изолированных гор и холмов, выделяющихся на фоне равнинных пространств.

В Верхнем Приамурье отмечается ряд коротких и низких северо-западных хребтов, а далее к востоку протягивается в широтном направлении система хребтов Тукурингра — Джагды. В верховьях р. Селемджи хр. Джагды сменяется коротким меридиональным хребтом Ям-Алинь, который в свою очередь переходит в цепи Буреинского хребта, имеющего северо-восточное направление. Несколько далее к юго-востоку, в пределы нашей страны из Северного Китая заходит Малый Хинган. На крайнем юго-востоке располагается еще одна горная система — хр. Сихотэ-Алинь, состоящий из ряда параллельных цепей. Для всех этих горных сооружений характерны сглаженные водоразделы, изредка с резко выраженными формами отдельных вершин и их групп. Высоты в большинстве случаев не превышают 1500—2000 м и только в восточных цепях Буреинского хребта достигают 2500—2600 м.

Горные сооружения чередуются с равнинными пространствами. Наиболее обширные из них располагаются в низовьях Зеи и Буреи, а также в долине Амура — между горными системами Буреинского хребта и Сихотэ-Алиня. Равнинный характер имеет и небольшая Верхнезейская межгорная впадина. Большая часть всей этой области покрыта тайгой и лишь местами, особенно в Восточном Забайкалье, широко развиты степи.

Региональные геологические исследования в пределах рассматриваемой территории начались еще в конце XVIII в.; именно здесь, в Восточном Забайкалье, Д. Лебедевым и М. Ивановым были составлены первые дошедшие до нас геологические карты.

В дальнейшем, вплоть до Великой Октябрьской революции, геологические исследования имели маршрутный характер. Среди работ этого периода в первую очередь заслуживают упоминания изыскания Л. А. Соколовского и А. Д. Озерского, проведенные в середине XIX в. в Восточном Забайкалье, и исследования К. И. Богдановича, А. Э. Гедройца, А. П. Герасимова и В. А. Обручева, проводившиеся на рубеже XIX и XX столетий в связи с постройкой Транссибирской железнодорожной магистрали.

Систематические исследования в этом регионе начались уже в советское время опять-таки с Восточного Забайкалья, где в 1925 г. приступила к работам большая группа геологов во главе с М. М. Тетяевым — это Г. К. Войновский-Кригер, Ю. П. Деньгин, С. А. Музылев, Ю. М. Шейнманн и другие. Изучением рудных месторождений в этот же период занимались С. С. Смирнов, А. Е. Ферсман, В. М. Крейгер и другие геологи. В восточных районах важные исследования провел А. Н. Криштофович. Среди исследователей более позднего времени следует назвать Н. А. Беляевского, И. И. Берсенева, Ю. А. Билибина, В. Н. Верещагина,

Г. П. Воларовича, Д. И. Горжовского, И. Ф. Григорьева, Ю. Я. Громова, Л. Д. Кипарисову, В. Н. Козеренко, Л. И. Красного, П. Н. Кропоткина, О. Д. Левицкого, А. А. Локермана, И. В. Лучицкого, А. Ф. Мушникову, М. С. Нагибину, В. В. Онихимовского, Е. В. Павловского, Г. Л. Падалку, Е. А. Радкевич, А. М. Смирнова, Д. С. Соколова, М. А. Фаворскую, Ф. К. Шипулина, а также большие коллективы геологов Читинского, Дальневосточного и Приморского геологических управлений.

Стратиграфия

До кембрий. Наиболее древние отложения довольно широко развиты в восточной части региона. Одни исследователи выделяют здесь архейские и нижнепротерозойские отложения, другие — только нижнепротерозойские, а третьи предпочитают говорить о них совместно как о наиболее ранних по возрасту и глубоко метаморфизованных образованиях, включающих породы раннепротерозойского и, вероятно, архейского возраста. Наиболее широко эти отложения развиты в Хингано-Буреинском районе и в Южном Приморье. Средне- и верхнепротерозойские образования распространены значительно шире, однако изучены они также недостаточно.

В Южном Приморье к архею (иманская свита) относят толщу в несколько километров, состоящую из разнообразных гнейсов — кварц-полевошпатовых, диопсидовых, графитовых, высокоглиноземных (с гранатом, кордиеритом и силлиманитом) и мраморов, нередко с силикатами и графитом. Нижний (или средний) протерозой представлен внизу мощной — до 2—3 км толщиной биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллосланцев с прослоями графит-содержащих мраморов и амфиболитов, а выше — биотитовыми и диопсидовыми кристаллическими сланцами татьяновской свиты мощностью до 2,5 км. Верхнепротерозойские отложения мощностью до 4 км образуют три комплекса, расчлененных на ряд свит и отличающихся по своим литофациальным особенностям: нижний из них сложен слюдяными сланцами с прослоями амфиболитов и мраморов, в составе среднего комплекса существенную роль играют метавулканы, а верхний сложен карбонатными породами [104].

В Хингано-Буреинском районе выделяются те же возрастные комплексы, однако стратиграфическое положение некоторых из выделяемых здесь многочисленных свит вызывает большие разногласия. Например, союзненскую свиту, состоящую из слюдяных графитоносных сланцев с прослоями мраморов, одни исследователи относят к нижнему протерозою, другие — к среднему, третьи — к верхнему.

В качестве архейских здесь выделяется несколько свит общей мощностью во многие километры, сложенных биотит-роговообманковыми, биотит-гранатовыми и графитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, с прослоями амфиболитов и кварцитов

и линзами графитоносных мраморов. К протерозою относят довольно разнообразный по составу и фациям метаморфизма комплекс (мощность несколько километров), состоящий из биотитовых гнейсов и кристаллосланцев, амфиболовых гнейсов и амфиболитов, кварц-серицитовых, графит-серицитовых сланцев, слюдяных кварцитов, мраморов и эффузивов преимущественно основного состава, претерпевшие зеленокаменные превращения. Среди упомянутых пород ряд геологов обособляет нижне-, средне- и верхнепротерозойские отложения, однако деление это в большинстве случаев совершенно условно. Следует, впрочем, отметить, что выделение в этом районе архейских отложений тоже условно и они могут быть эозойскими: это становится совершенно ясным при сравнении охарактеризованных выше пород с алданским и становым комплексами Алдано-Витимского щита.

В западной части рассматриваемого региона, в Восточном Забайкалье, докембрийские отложения развиты в бассейнах Шилки, Ингоды и Чикоя, в Агинском массиве (бассейн р. Онона) и в Приаргунье (долина р. Серебрянки). Нижняя часть разрезов (до 1,5 км), относящаяся к среднему протерозою, сложена слюдяными и другими метаморфическими сланцами, кварцитами и мраморизованными доломитами, а верхняя их часть (около 800 м) — главным образом мраморами.

Верхний протерозой наиболее широко развит в Приаргунье. Нижняя из выделяющихся здесь свит — урулюнгуевская имеет мощность около 1300 м и сложена в основном грубообломочными породами с подчиненными филлитами, порфириоидами и карбонатными породами. Мощная быркинская свита (около 3,5 км) выражена филлитами и песчаниками в сочетании с вулканогенно-кремнистыми и карбонатными породами. Вулканогенные образования особенно типичны для верхних частей разрезов.

В основании разрезов Агинского массива находятся отложения верхнего протерозоя, образующие кулиндинскую и ононскую свиты, соотношения между которыми остаются неясными [4, 82]. Первая из них мощностью 2—3 км состоит из различных зеленых сланцев — актинолит-хлоритовых, хлорит-эпидотовых и других с прослоями кварцитов и мраморизованных известняков. Существенно терригенная ононская свита сложена метаморфизованными песчаниками и сланцами, а также зеленокаменно-измененными эффузивами и содержит прослой метаморфизованных известняков со строматолитами, онколитами и катаграфиями; мощность ее достигает 2,5—3 км.

Кембрий. Фаунистически охарактеризованная кембрийская система встречена в разных пунктах в виде небольших выходов.

Значительная площадь занята кембрием в Южном Приморье. Согласно на верхнем протерозою залегает толща известняков и доломитов, содержащая в середине пачку кремнистых сланцев и имеющая мощность до 1400 м, а выше — примерно километровая

существенно терригенная толща, состоящая из кремнисто-глинистых и известково-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и аргиллитов, которым подчинены известняки. В известняковых прослоях содержатся археоциаты из родов *Thalamocyathus* и *Ajacyathus*, датирующие эти отложения как нижний кембрий. К среднему кембрию условно относится толща конгломератобрекчий с прослоями туфогенных гравелитов и кремнисто-карбонатных песчаников мощностью свыше 1000 м.

В *Малом Хингане* к нижнему отделу относится рудоносная толща мощностью около 250 м, состоящая из кремнистых, кремнисто-глинистых и углисто-глинистых сланцев, песчаников и карбонатных пород с прослоями магнетит-гематитовых микрокварцитов в средней ее части. Выше лежащая толща темноокрашенных известняков (лондоковская свита) лежит на рудоносной согласно и имеет мощность около 800 м. Фауны в ней не обнаружено, но на основании соотношений с подстилающими отложениями она может иметь ранне- или среднекембрийский возраст.

В восточной части хр. Джагды в неясных соотношениях с породами другого возраста обнаружены песчаники, кремнистые сланцы и известняки нижнего кембрия с археоциатами. В более западных районах бассейна р. Зеи фаунистически охарактеризованный кембрий отсутствует, но не исключено, что кембрийский возраст, имеет, хотя бы частично, широко распространенная толща, обозначенная на геологической карте как протерозой — кембрий. Сложена она черными и темно-серыми филлитами и филлитовидными сланцами, чередующимися с интенсивно рассланцованными светлыми песчаниками. Местами в ней имеются кварциты, доломитизированные известняки, зеленые сланцы и отдельные маломощные прослои конгломератов.

В *Восточном Забайкалье* обнаружены нижнекембрийские отложения с археоциатами, выделяемые под наименованием быстринской свиты. Она сложена в нижней части метаморфизованными глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников, а вверху — известняками и доломитами с редкими прослоями сланцев; мощность ее достигает 1800 м. Выше согласно залегает алтачинская свита (в других пунктах одновозрастные отложения выделяются под наименованием ушмунской свиты) метаморфизованных глинистых сланцев и алевролитов с прослоями карбонатных пород и песчаников мощностью от 1,5 до 2,5 км. В ней обнаружены водоросли и споры, которые вместе с положением свиты в разрезе позволяют датировать ее возраст как кембрий — ордовик.

О р д о в и к. Фаунистически охарактеризованный ордовик обнаружен в *Западном Приохотье* — в хр. Джагды и представлен конгломератами, песчаниками и известняками [57].

В Нерчинскозаводском районе *Восточного Забайкалья* кроме верхней части упомянутой выше алтачинской свиты, к ордовику относится большая часть нерчинскозаводской свиты. Она имеет

мощность около 1500 м и сложена доломитами, отчасти известняками с прослоями глинистых и мергелистых сланцев и редких конгломератов. Свита эта согласно залегает на алтачинский, в верхней ее части обнаружена фауна нижнего силура. Это и определяет ее возраст, подтверждаемый находками водорослей и очень типичным комплексом спор.

Не исключено, что ордовикские отложения распространены в Восточном Забайкалье значительно более широко, входя в состав нерасчлененного нижнего палеозоя, а быть может, и других «немых» отложений, которым условно приписывается более молодой возраст. В связи с этим уместно отметить, что на сопредельной территории Китая (Бол. Хинган) значительно развиты фаунистически охарактеризованные отложения ордовика.

С и л у р. Отложения системы распространены ограниченно.

Относительно значительные площади силура слагает только в *бассейне р. Зеи*, где он представлен толщей разноцветных, преимущественно зеленовато-серых песчаников, переслаивающихся с глинистыми и кремнистыми сланцами, местами с прослоями туфов, туфопесчаников и покровами диабазовых порфиритов. В разных пунктах были собраны многочисленные брахиоподы, которые не позволяют, однако, расчленить эти отложения на ярусы или даже отделы, хотя в некоторых местах отмечается преобладание венлокских форм. Мощность силура достигает 3—4 км.

В *Верхнем Приамурье* возрастным аналогом охарактеризованных отложений является омутнинская свита, залегающая резко несогласно на докембрии. Сложена она светлыми кварцитовидными песчаниками и кварцитами, к которым в верхней части свиты присоединяются алевролиты и песчаные известняки с фауной, и имеет мощность 600—700 м.

В *Восточном Забайкалье* силурийский возраст имеет верхняя часть нерчинскозаводской свиты, в которой обнаружена фауна венлока; следует подчеркнуть большое сходство ее с комплексом фауны силурийских отложений бассейна р. Зеи.

Известны силурийские отложения и в *Западном Приохотье*, где они представлены разнообразными терригенными и карбонатными породами, содержащими руководящую фауну всех ярусов; мощность их от нескольких сотен метров до 1 км и больше.

Д е в о н. Девонская система в основном развита в тех же районах, где и силур, но распространена более широко.

Наиболее полный разрез представлен в *Верхнем Приамурье*. Согласно на силуре залегает большеверская свита мощностью до 1300 м, сложенная алевролитами и песчаниками с прослоями известняков и туффов. В ней содержится фауна жединского и кобленцкого ярусов, в том числе *Favosites porfirievi*, *Spirifer intermedius*, *S. cultrijugatus*. Эйфельские отложения имачинской свиты сложены алевролитами и органогенными известняками с *Favosites halanensis*, *Syringopora caespitosa* и *Reteporina ex gr. gigantea*. Мощность свиты около 700 м. К живетскому ярусу

относится ольдойская свита рассланцованных алевролитов и известковистых песчаников мощностью до 500 м, содержащая *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel* и *Lamellispirifer mucronatus*. Согласно залегающая выше тепловская свита (600—700 м) имеет позднедевонский — раннекаменноугольный возраст и состоит из известковистых песчаников и алевролитов с прослоями известняков.

Довольно близкий к описанному разрез изучен в *бассейне р. Зеи*. Дальше к востоку девонские отложения претерпевают значительные изменения: из разрезов в большинстве случаев выпадает нижний девон, мощность среднего и верхнего отделов сильно увеличивается, а состав слагающих их пород становится иным. На правобережье *р. Уды* и на *Шантарских островах* разрезы девона обычно начинаются с живетских, реже эйфельских отложений, залегают с резким размывом на силуре или более древних породах. Здесь наряду с песчаниками, сланцами и известняками широким развитием пользуются грубозернистые терригенные породы, основные эффузивы и реже туфы, кремнистые породы и яшмы. Мощность их местами превышает 3 км.

В *Восточном Забайкалье* распространены несколько типов девонских отложений. В бассейне *р. Шилки* девон сложен преимущественно песчано-глинистыми осадками с подчиненными прослоями зеленокаменных основных эффузивов, кремнистых сланцев и известняков. В бассейне *р. Аргуни* развиты карбонатные и терригенные, в том числе грубообломочные, а также туфогенные кислые породы. Внутри и в основании разрезов установлены несогласия. Мощность девонских отложений измеряется в пределах от 600 м до 2 км и даже больше. В их составе, судя по фауне, имеются осадки, начиная от кобленцских до самых верхов девона. В северной части Агинского массива девонские отложения образуют разобщенные выходы [4]. Нижний — средний девон сложен песчаниками и алевролитами с редкими линзами известняков общей мощностью до 2 км. В сложении верхнего отдела, имеющего мощность всего около 350 м, принимают участие груботерригенные породы с маломощными прослоями кислых эффузивов.

В *Чикойском районе* Центрального Забайкалья довольно широко развиты нерасчлененные среднепалеозойские отложения мощностью 2—3 км, в состав которых входит девон. По общему своему характеру они напоминают девон бассейна *р. Шилки*.

В *Кур-Урмийском районе* средний девон несогласно лежит на размытой поверхности более древних пород. Представлен он толщей известковистых песчаников и сланцев с прослоями известняков, в основании которой залегают аркозовые песчаники с прослоями конгломератов. Мощность отложений, содержащих фауну эйфельского и живетского ярусов, достигает 1,5—2 км.

В *Западном Приохотье*, в районе пос. Аян девон выражен терригенными и карбонатными породами среднего и верхнего отделов; мощность каждого из всех выделенных здесь ярусов составляет несколько сотен метров, изредка достигая 1 км.

В *Южном Приморье*, к юго-западу от оз. Ханка небольшая площадь занята порфиритами и их туфами, глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, которые выше сменяются туффитами, глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. В средней части этой толщи, имеющей мощность свыше 2 км, обнаружены трилобиты, брахиоподы и пелециподы, определяющие ее возраст как раннедевонский.

К а р б о н. Каменноугольные отложения известны там же, где и девон, но распространены не так широко и представлены менее полно (обычно отмечается только нижний отдел).

В *Восточном Забайкалье* в бассейне *р. Газимур* на девоне залегают песчаники, глинистые и изредка кремнистые сланцы с линзами известняков мощностью до 800 м; в них обнаружена фауна этрена, турне и вize. В восточной части Агинского поднятия фаунистически охарактеризованные и сходные по составу терригенные породы нижнего карбона содержат прослой известняков и пластовые залежи измененных диабазов и ортофиоров. Мощность их достигает 1 км.

В *Верхнем Приамурье*, как уже говорилось, к нижнему карбону относится верхняя часть тепловской свиты.

Нижнекаменноугольные отложения обнаружены в *бассейне р. Зеи*, где в толще известняков и перемежающихся с ними кремнистых аргиллитов и глинистых сланцев мощностью до 2,5 км, содержатся брахиоподы турнейского яруса, в том числе *Spirifer* ex gr. *tornacensis*.

В *Западном Приохотье* выделены все отделы, сложенные морскими терригенными, а также карбонатными породами, преобладающими в верхней части разрезов [57]. Позднекаменноугольный возраст имеют ограниченно распространенные глинистые сланцы континентального происхождения.

Довольно широко развиты отложения карбона, в особенности его верхнего отдела, в *Сихотэ-Алине*, где выделяется ряд свит с местными наименованиями. Каменноугольные отложения сосредоточены главным образом в осевой части Сихотэ-Алинского мегантиклинория; в других районах они развиты ограниченно. В основании залегают мощная (до 4 км) терригенная толща, состоящая из песчаников, алевролитов и филлитовидных глинистых сланцев с прослоями кремнистых сланцев и известняков. Скорее всего, она относится к нижнему карбону. Средний карбон, имеющий мощность 1000—1200 м, сложен песчаниками, алевролитами и кремнистыми сланцами, порфиритами и их туфами, конгломератами и известняками. Верхнекаменноугольная толща кремнистых пород, чередующихся с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и известняков, имеет мощность 500—700 м. Возраст всех этих отложений определяется на основании фауны фораминифер. В Ольга-Тетюхинском районе разрез имеет сходный характер, но мощность нижней терригенной толщи уменьшается почти вчетверо. В бассейне *р. Сучан* литофациальный характер отложений

резко меняется: здесь известны угленосные терригенные породы мощностью от 1000 до 1700 м. К юго-западу от оз. Ханка — в Гродековском районе, к верхнему карбону условно относятся глинистые сланцы и алевролиты, согласно подстилающие флористически охарактеризованные нижнепермские породы такого же состава, с которыми они образуют единую толщу мощностью 600—1000 м.

Пермь. Особенно широко распространены и полно представлены пермские отложения на юго-востоке — в Сихотэ-Алине и Кур-Урмийском районе; довольно много их также в Восточном Забайкалье.

В Сихотэ-Алине отложения перми занимают значительные площади в тех же районах, что и каменноугольные. Особенно широко развиты верхнепермские осадки, нижний отдел местами отсутствует. В Центральной зоне пермские отложения достигают огромной мощности (свыше 10 км) и разделяются на свиты. Нижний отдел залегает согласно и слагается в нижней части диабазовыми порфиритами и их туфами, кремнистыми сланцами и известняками, а выше — существенно терригенными осадками — глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, переслаивающимися с кремнистыми сланцами и яшмами, с линзами известняков. Возраст толщ определяется на основании фауны фораминифер. Мощность ее изменяется от 2,5 до 5 км. Верхняя пермь залегает с несогласием и представлена терригенно-вулканогенной толщей мощностью до 4—7,5 км, сложенной спилитами, диабазами и диабазовыми порфиритами, их туфами и туфобречиями, конгломератами и песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, кремнистыми сланцами и известняками. В нижней части толщ имеется фауна — *Productus humboldti*, *Spirifer jasciger*, *Spiriferella raiah* и др.

Полный и литофацциально сходный, но менее мощный (до 2,5—3 км) разрез верхней перми известен в Южном Приморье — в районе Сучана, где породы этого возраста также отделены несогласием от подстилающих. Его существенное отличие от описанного — это наличие терригенной угленосной свиты мощностью 250—550 м, венчающей разрез. Все свиты охарактеризованы обильной фауной, в числе которой *Lyttonia nobilis*, *Spiriferella litha*, *Productus mammatus* и др.

В Ольга-Тетюхинском районе позднепермский возраст имеет толща (около 500 м) терригенных пород с прослоями кремнистых сланцев и алевролитов, а в Гродековском районе — плохо еще изученная терригенно-вулканогенная толща.

В Кур-Урмийском районе нижнепермские отложения представлены терригенно-вулканогенной толщей, мощность которой превышает 2,5 км. Нижняя песчано-сланцевая ее часть, начинающаяся базальными конгломератами, имеет прослой известняков со швагеринами, а верхняя слагается основными и средними эффузивами, кремнистыми сланцами и подчиненными известняками.

Юго-западнее — в Малом Хингане верхний отдел имеет мощность около 2,5 км и сложен конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками с брахиоподами и головоногими.

Наиболее крупные поля пермских отложений в Восточном Забайкалье локализируются в пределах Агинского поднятия, где они залегают с резким несогласием. В Борзинском районе нижняя пермь, имеющая мощность свыше 1300 м, начинается конгломератами, выше которых идут песчаники, алевролиты и аргиллиты с брахиоподами и мшанками. Верхний отдел имеет мощность от 3 до 5 км и слагается песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными гравелитами, конгломератами, туфами и кремнистыми породами, изредка альбитофирами. Пермские отложения в северной части поднятия сложены песчаниками, конгломератами и алевролитами мощностью 1200—1800 м. Сходные по составу, но более мощные осадки перми входят также в состав отложений, развитых в юго-западной части Агинского поднятия и обозначенных на геологической карте как верхнепалеозойские.

Небольшие поля перми выявлены в районе г. Сретенска, где выполняют узкий, глубокий прогиб. Они характеризуются резкой фацциальной изменчивостью и довольно пестрым составом: это разнообразие по составу наземные туфоогенно-эффузивные образования, содержащие редкие прослой угленосных терригенных пород, глинистые и кремнистые сланцы, песчаники и алевролиты мощностью около 3 км.

Триас. Триасовые отложения широко распространены в Южном Приморье (отсюда они прослеживаются на северо-восток вдоль Сихотэ-Алиня), в северной части Буреинского хребта, в Восточном Забайкалье и некоторых других пунктах.

Наиболее полный разрез морских отложений, являющийся эталонным, представлен в Южном Приморье. В нем выделены все ярусы, за исключением рэта. Начинается он базальными конгломератами, а выше идет толща от 200 до 500 м песчаников и алевролитов, к которым в верхней части присоединяются известняки; в ней находится богатая фауна индского и оленекского ярусов: для первого из них особенно характерны *Flemingites* и *Proptychites*, для второго — *Columbites* и *Prospiringites*. Средний отдел сложен песчаниками и алевролитами с подчиненными аргиллитами и известняками мощностью до 1000—1200 м. Анизийский ярус выделяется на основании находок аммонитов *Ptychites kokeni* и *Sturia japonica*, а ладинский — *Daonella densisulcata* и *Paraceratites*. Верхний триас располагается с несогласием и начинается терригенными угленосными осадками мощностью в 500—800 м. Выше залегают алевролиты и песчаники, в том числе туфоогенные, мощностью до 500 м, содержащие карнийскую фауну — *Monotis scutiformis*, *Oxytoma mojsisovicsi*, *Halobia ex gr. zitteli*. Нижняя часть норийского яруса представлена терригенными угленосными породами с прослоями туфоогенных песчаников, а верхняя — песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками и туфами

с *Monotis ochotica*. Мощность норийских отложений достигает 500—600 м.

В более северных районах, как и на всей остальной территории, имеется лишь верхний триас, в составе которого преобладают морские осадки, но кое-где они чередуются с континентальными. Местами, например в Тетюхинском районе, верхний триас, имеющий мощность свыше 1 км, отличается довольно пестрым составом — это песчаники и алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, известняки, в том числе рифогенные, спилиты, порфириты и их туфы.

В *Буреинском хребте* и *Западном Приохотье* верхний триас сложен конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами. Мощность его в первом из названных районов превышает 1 км, а во втором составляет всего 300—400 м.

В пределах *Монголо-Охотского пояса* верхнетриасовые отложения выполняют ряд узких прогибов северо-восточного простирания, примыкающих к Монголо-Охотскому глубинному разлому. В Верхнем Приамурье они имеют песчано-сланцевый состав и мощность всего до 300 м. В Восточном Забайкалье терригенный состав отложений сохраняется и лишь местами они содержат прослой ракушечниковых известняков. Многочисленная фауна позволяет выделить карнийский ярус мощностью около 1 км и норийские отложения, мощность которых превышает 2 км.

Юра. Юрские отложения широко распространены на Дальнем Востоке, откуда они прослеживаются вдоль Монголо-Охотского пояса до Восточного Забайкалья. Наиболее полные разрезы выявлены в *Сихотэ-Алине* и *Нижнем Приамурье*, где выделяются почти все ярусы юрской системы. В Нижнем Приамурье отложения от геттангского до плинсбахского яруса имеют мощность от 2 до 3 км и выражены песчаниками с прослоями кремнисто-глинистых сланцев и отдельными горизонтами спилитов и туфов, но местами эффузивы вместе с кремнистыми породами слагают почти весь разрез. В Сихотэ-Алине это исключительно терригенные породы — конгломераты, песчаники и сланцы. Плинсбахские отложения в Сихотэ-Алине залегают на подстилающих с размывом и представлены местами песчаниками и глинистыми сланцами, в других пунктах конгломератами и туфоконгломератами, гравелитами, туфогенными песчаниками, изредка порфиритами мощностью всего до 100 м, и содержит *Uptonia* ex gr. *jamesoni* и *Harpax laevigatus*. Песчано-сланцевые осадки домерского яруса с *Amaltheus margaritatus* и тоарского с *Grammoceras* обособляются редко. В большинстве пунктов раннеюрский возраст условно придается толщам кремнисто-глинистого состава, к которым местами присоединяются спилиты и известняки.

Вышележащий комплекс примерно такого же состава, но без эффузивов, в Сихотэ-Алине содержит многочисленные иноцерамы — *Inoceramus porrectus*, *I. ex gr. retrorsus*, *I. ussuriensis* и аммониты — *Holcophylloceras ussuriensis*, *Stephanoceras* ex gr. *um-*

bilicus, которые свидетельствуют о наличии здесь аалена, байоса и бата — келлоев. Особенно широко развиты осадки аалена, достигающие мощности 3,5 км, более молодые отложения имеют мощность всего до первых сотен метров. В Нижнем Приамурье такой же по составу комплекс мощностью до 2,5 км принадлежит аалену, а к байосу и бату относят ряд терригенных свит мощностью свыше 2 км.

Терригенный состав с незначительным участием иных пород имеет в Сихотэ-Алине верхний отдел юры, мощность которого превышает 1 км. К келлоеву лишь условно можно отнести мало мощные базальные конгломераты и некоторые песчаники континентального происхождения, оксфорд-кимеридж и титон содержат морскую фауну. В южной части Нижнего Приамурья верхнеюрские отложения выделяются условно и имеют терригенно-туфогенный состав, а в северной его части входят в состав амгунской серии. Нижняя часть серии имеет пестрый состав и слагается глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, диабазов, порфиритов и их туфов, туфоконгломератов и известняков мощностью свыше 2 км. В известняках найдены аммониты, брахиоподы, гастроподы и губки титона.

В *Западном Приохотье* и в *бассейне р. Уды* довольно полный разрез фаунистически охарактеризованных отложений представлен в очень разнообразных литофациях: в основном это песчано-сланцевые, преимущественно морские, отчасти континентальные осадки. В разрезе, который начинается с плинсбаха, лежащего с размывом на верхний триас или более древние отложения, отмечаются и другие перерывы: один из них приходится на бат, второй отмечается на границе оксфорда и кимериджа. Мощность изменяется в пределах от 1,5—5 км в Западном Приохотье до 8—9 км в бассейне р. Уды.

Литологически сходные разрезы отмечаются в *бассейне р. Буреи*, где в основании залегают уже домерские отложения, представленные песчаниками с линзами конгломератов, залегающих прямо на докембрии. Мощность юры достигает 4,5 км, причем верхний отдел сложен угленосной свитой мощностью в несколько сотен метров, а байос из разреза выпадает.

В южной части *Верхнезейской впадины* верхнеюрские отложения образуют вместе с нижнемеловыми вулканогенно-терригенный континентальный комплекс с общей мощностью свыше 5 км. Внизу обособляется толща позднеюрского — раннемелового возраста — валунные конгломераты и фангломераты, песчаники и сланцы с прослоями углей, выше следуют эффузивы среднего состава и их туфы, а заканчивается разрез альб-сеноманскими песчаниками, конгломератами и аргиллитами с прослоями лигнитов.

В *Верхнем Приамурье* юра отличается большой фациальной изменчивостью [83]. Нижний и средний отделы мощностью до 1500—1700 м каждый сложены морскими песчано-глинистыми

и прибрежными песчанистыми осадками. Верхняя юра в нижней части содержит морские и лагунно-пресноводные терригенные отложения, а в верхней — лагунно-пресноводные и континентальные, нередко угленосные осадки мощностью до 1 км.

В восточной половине Восточного Забайкалья преобладающим развитием пользуются прибрежно-морские и континентальные осадки алгачинской серии, состоящей из четырех свит. Нижняя из них — акатуевская залегает с разрывом и несогласием и состоит из песчаников и алевролитов с линзами конгломератов мощностью около 800 м. В ней обнаружена фауна домерского и низов тоарского ярусов. Базановская свита, относящаяся к тоару, представлена конгломератами с прослоями и линзами песчаников и отличается значительными колебаниями мощностей — от нескольких десятков метров до 1 км. В состав бохтинской свиты входят песчаники, алевролиты и отчасти конгломераты, содержащие аммониты и пелециподы верхов тоарского яруса. Мощность этой свиты достигает 1200—1500 м. Выше несогласно и с разрывом залегает верхнегаймурская свита, сложенная конгломератами, кое-где заключающими мощные прослой песчаников. Мощность ее колеблется от 1 до 3 км. Свита эта условно относится к средней юре.

В центральных районах Восточного Забайкалья развиты исключительно морские фаунистически охарактеризованные терригенные осадки мощностью от 3 до 6 км, легко параллелизирующиеся с охарактеризованными выше. На юго-востоке и северо-западе — в Приаргунье и Пришилкинском районе — распространены, по видимому, разновозрастные континентальные терригенные осадки, мощность которых достигает 2—25 км (рис. 93).

С большим перерывом и несогласием на всех описанных и более древних породах залегает осадочно-вулканогенная толща верхней юры, пользующаяся широким распространением по всему Восточному и Центральному Забайкалью. Слагает ее континентальный литологически сильно изменчивый комплекс с растительными остатками, включающий липариты, дациты и их туфы, андезиты и базальты, конгломераты и песчаники (нередко туфогенные) общей мощностью от 300 м до 2 км.

Мел. Меловые отложения, представленные в морских и континентальных фациях, широко развиты только на Дальнем Востоке, а западнее пользуются ограниченным распространением.

В Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье наиболее обширные площади занимает валанжин, всюду представленный в морских фациях, значительно менее распространены континентальные и отчасти морские отложения верхнего готерива — альба; нижний готерив отсутствует. Нижние горизонты мела залегают на подстилающих отложениях несогласно, с резким разрывом. В районе г. Комсомольска валанжин достигает огромной мощности — до 4,5 км, и разделяется на ряд свит. Сложены они чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями кремнисто-глинистых сланцев и линзами известняков и местами при-

обретают флишеидный характер. В них обнаружена богатая ауцелловая фауна. Отсюда валанжинские отложения в сходных литофациях протягиваются в Сихотэ-Алинь и в Западное Приохотье, мощность их несколько уменьшается, но все-таки измеряется несколькими километрами.

В Северном Сихотэ-Алине верхний готерив — средний альб представлены морскими и отчасти вулканогенными фациями (уктурская серия). В основании ее залегают конгломераты, а выше

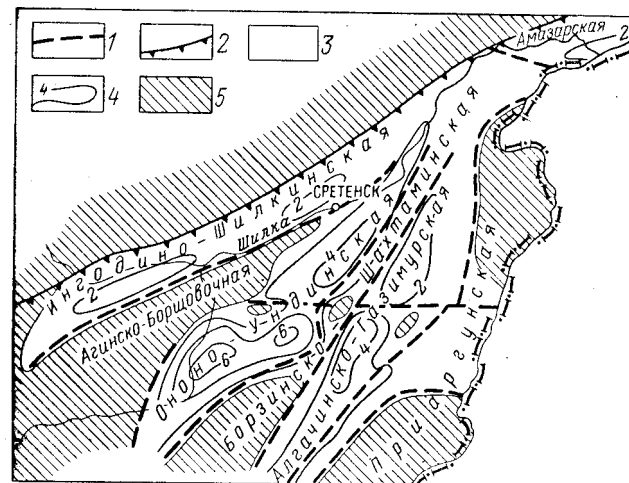


Рис. 93. Схема размещения структурно-фациальных зон раннеюрской эпохи юго-восточной части Забайкалья (по А. Ф. Мушникову).

1 — важнейшие разломы, влияющие на осадкообразование; 2 — Монголо-Охотский глубинный разлом; 3 — прогибы, выполненные нижнеюрскими отложениями; 4 — изопахиты нижнеюрских отложений (сечение через 2 км); 5 — области устойчивого поднятия

она имеет терригенно-вулканогенный состав: в нижней части это алевролиты, глинистые сланцы и песчаники, а в верхней — основные эффузивы и их туфы, туффиты, песчаники и конгломераты. Мощность свиты 1600—1800 м. В Южном Приморье апт-альбский возраст имеют пресноводно-континентальные отложения мощностью до 1 км. В их составе участвуют конгломераты, песчаники и туфогенные породы, а также угленосные отложения, развитые в Сучанском и Суйфунском бассейнах. В них местами обнаружены тригонии.

Верхний мел в Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье представлен в терригенно-вулканогенных прибрежно-морских и континентальных литофациях. Нижняя часть разреза, которая обособляется в северных районах под наименованием лагасинской свиты, сложена разнообразными терригенными породами нередко

флишоидного типа мощностью до 2—2,5 км. Возрастные аналоги этой серии (сеноман — турон) местами содержат помимо терригенных осадков также туфогенные породы и подчиненные средние эффузивы.

Сенонские отложения распространены ограниченно в Южном Приморье и представлены местами песчаниками и глинистыми сланцами, а в других пунктах — кислыми и основными эффузивами, их туфами, иногда туфогенными песчаниками с растительными остатками. Большая часть разреза, условно включающая отложения от коньяка до датского яруса, представлена вулканогенными породами, нижняя часть которых выделяется под наименованием ольгинской серии. В ее основании иногда залегают конгломераты, а выше идут кислые и средние эффузивы, туфы и туфобрекчии, туффиты, отчасти туфогенные песчаники и алевролиты. В этой серии мощностью до 1 км и более содержится богатый комплекс флоры.

В бассейнах Буреи, Зеи и в Верхнем Приамурье нижнемеловые отложения широко представлены в континентальных литофациях — эффузивно-терригенных и терригенных, местами угленосных, богато охарактеризованных растительными остатками. Залегают они на юрских и более древних отложениях с разрывом и имеют мощность от нескольких сотен метров на крайнем западе до 2 км в восточных районах. Верхний отдел располагается на различных горизонтах нижнего мела и более древних породах и представлен двумя резко различными толщами. Нижняя сложена разнообразными вулканитами, содержит местами прослойки конгломератов и песчаников и имеет мощность до 1,5 км. На вулканогенной толще, а местами на нижнем мелу или более древних породах залегают континентальные осадки цагайской свиты, особенно широко развитой в Зейско-Буреинской впадине. Сложена она рыхлыми конгломератами, песчаниками и аргиллитами и имеет мощность несколько сотен метров. В свите найдены кости динозавров и флора, на основании чего она относится к верхам сеномана — низам датского яруса.

В Восточном Забайкалье нижнемеловые отложения тургинской свиты характеризуются значительной литофациальной изменчивостью. В их составе выделяются терригенные породы, нередко с участием валунных конгломератов и фангломератов, терригенно-вулканогенные образования и угленосные отложения. Они составляют серию вытянутых в северо-восточном направлении впадин, связанных с разломами, в том числе с Монголо-Охотским глубинным разломом. Мощность этих отложений, в главной своей массе относящихся, по-видимому, к неокому, достигает нескольких сотен метров, а в некоторых впадинах значительно больше.

Палеоген и неоген. Палеогеновые и неогеновые отложения занимают на Дальнем Востоке значительные площади.

В Сихотэ-Алине палеоген представлен в вулканогенных и пресноводно-континентальных угленосных фациях. Вулканогенные

толщи накапливались в палеоцене (до 400 м), а также в нижнем и среднем эоцене. Продуктивные угленосные отложения верхнего эоцена — нижнего олигоцена имеют мощность до 350 м. Неоген распространен меньше и представлен пресноводно-континентальными терригенными, изредка вулканогенными породами. По растительным остаткам выделяются миоцен мощностью до 600 м и плиоцен, залегающий на подстилающих породах с угловым несогласием, мощностью около 100 м.

В Зейско-Буреинском районе несогласно на цагайской свите залегают отложения палеогена — неогена. Они имеют мощность от нескольких десятков метров до 200—250 м и сложены песками, глинами и галечниками с бурыми углями.

В западных районах Монголо-Охотского пояса палеоген и неоген развиты незначительно и представлены терригенными осадками континентального происхождения, которым местами подчинены базальты.

Антропоген. Отложения антропогена не имеют четкой границы с плиоценом и поэтому обычно рассматриваются с ним совместно. Местами система довольно уверенно подразделяется на четыре отдела, в других пунктах этого сделать нельзя. Состав обычен для отложений этого возраста — это пески, супеси, суглинки, глины, галечники. Генетически они принадлежат к аллювиальным, аллювиально-озерным, озерным, делювиально-пролювиальным, редко эоловым, моренным и флювиогляциальным образованиям, к которым местами присоединяются основные эффузивы.

Магматизм

Наиболее древний докембрийский тектоно-магматический этап на всей рассматриваемой территории изучен еще совсем слабо, и поэтому многие из относимых к нему магматических комплексов имеют совершенно условную возрастную датировку. К таковым прежде всего относятся гранито-гнейсы, амфиболиты и некоторые другие породы, тесно связанные с наиболее глубоко метаморфизованными гнейсами и кристаллическими сланцами, которым придается архейский возраст (в Хингано-Буреинском районе и Южном Приморье). Более уверенно выделяются магматические комплексы протерозойского возраста. Сюда относятся зеленокаменные эффузивы спилит-кератофировых формаций нижнего и верхнего протерозоя, а также большая часть гранито-гнейсов, диорито-гнейсов и амфиболитов. В протерозое местами внедрились своеобразные пироксеновые граниты типа рапакви.

Среди магматических пород раннепалеозойского тектоно-магматического этапа эффузивные образования могут быть выделены только условно в составе предположительно нижнепалеозойских толщ в восточной части хр. Джэгды. В Восточном Забайкалье эффузивы сопутствуют нижнепалеозойским

гипабиссальным телам кварцевых порфиров, альбитофиров и диорит-порфиридов, превращенных в порфириды и порфиритоиды.

Глубинные интрузивные породы этого этапа образуют две разнохарактерные и неравноценные по распространенности группы: 1) редкие основные породы и 2) значительно более часто встречающиеся кислые породы группы гранитоидов. К первой из них относятся некоторые массивы габбро, габбро-диоритов и плагиоклазитов, связанные с Монголо-Охотским глубинным разломом, а также пластообразные тела габбро и габбро-диабазов, встречающиеся в Забайкалье. Следует отметить условность отнесения этих пород к раннепалеозойскому этапу; они могут иметь и более молодой возраст. Во вторую группу входят разнообразие граниты (вплоть до аляскитовых) и гранодиориты, образующие ряд крупных массивов в Южном Приморье, Хингано-Буреинском районе и Восточном Забайкалье. Нередко они имеют сложное многофазное строение с участием значительно более молодых пород близкого состава. Жильная серия их ограничивается редкими аплитами и пегматитами.

Возрастное положение многих сложных массивов не определено с должной достоверностью, и они считаются многими исследователями среднепалеозойскими. В Хингано-Буреинском районе они прорывают отложения нижнего кембрия и перекрываются средним девоном, в Восточном Забайкалье прорывают нижний, а местами и низы среднего палеозоя и также перекрываются средним девоном. В полном соответствии с их геологической позицией находятся определения абсолютного возраста, дающие цифры, колеблющиеся в пределах от 490 до 360 млн. лет. Все эти данные приводят к заключению, что гранитоиды описываемой группы наиболее правильно называть каледонскими.

Проявления средне- и позднепалеозойского магматизма известны в разных районах в эффузивной форме, но особенно широко и многообразно представлены интрузивные породы.

Вулканическая деятельность началась в силуре и продолжалась до конца палеозоя. В силуре накопление вулканогенных продуктов происходило в небольших масштабах только в бассейне р. Зеи. В девоне оно охватило уже обширную территорию, хотя и не достигло значительных масштабов; вулканические излияния и выбросы пирокластических продуктов происходили в Восточном Забайкалье, в Верхнем Приамурье, в Южном Приморье. Конец среднего палеозоя ознаменовался полным затуханием вулканической деятельности, но в позднем палеозое она снова возобновилась. Вначале она имела довольно скромные масштабы и локализовалась на крайнем западе — в Забайкалье и на крайнем юго-востоке — в Сихотэ-Алине. Пермский период характеризуется резким усилением вулканизма, в особенности в Сихотэ-Алине и Кур-Урмийском районе, где в это время формировались очень мощные толщи вулканитов. В Забайкалье накопление лав

и пирокластов было локализовано в узких приразломных прогибах.

Типичной особенностью вулканизма в течение всего рассматриваемого этапа является принадлежность лав и их пирокластов к основным, в меньшей степени средним разностям диабаз-порфиритовой формации. Кислые вулканические продукты играют совершенно второстепенную роль и приурочены к заключительным фазам рассматриваемого этапа.

Интрузивные породы образуют такие же две отличающиеся по составу группы, как и в раннепалеозойском этапе. К первой принадлежат пироксениты, нориты, меланократовые и амфиболовые габбро Сихотэ-Алиня и близкие по составу массивы ультраосновных и основных пород Забайкалья и Удско-Шантарского района. Принадлежность некоторых из них к среднему палеозою подтверждается единичными определениями абсолютного возраста — около 350 млн. лет.

Ко второй группе принадлежат гранитоиды, весьма широко развитые на всей рассматриваемой территории — от Центрального Забайкалья до Южного Приамурья. В сложении интрузивов участвуют биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые граниты, которые в приконтактовых зонах сменяются более основными разностями, возникшими в результате ассимиляции вмещающих пород. Нередко они образуют сложные многофазные массивы, достигающие величины во многие десятки тысяч квадратных километров. В составе их участвует сложный комплекс пород, начиная от средних и даже основных разностей, имеющих обычно гибридный характер, до лейкократовых гранитов. В качестве примера можно привести сложный гродековский комплекс в Южном Приморье, в состав которого входят гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, сиениты, монцониты, габбро-диориты и другие гибридные породы, а также биотитовые и аляскитовые граниты. Массивы эти обычно конкордантны со складчатой структурой и располагаются в пределах срединных массивов и крупных геосинклинальных поднятий, тогда как геосинклинальные прогибы лишены их [90]. Несмотря на крупные размеры, они нередко имеют признаки формирования в гипабиссальных условиях в виде четко выраженных порфировидных структур в периферических частях гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров и т. д. Жильная серия представлена лампрофирами, аплитами, пегматитами, рудными кварцевыми жилами.

В отношении возраста рассматриваемого комплекса среди геологов нет единого мнения. Большая часть этих пород на геологической карте отнесена к ближе не определенным послесилурийским палеозойским образованиям, однако сейчас уже начинает выясняться, что они относятся к двум возрастным группам: каменноугольной (герцинской) и позднепалеозойской — ранне-мезозойской (позднерцинской). Формирование первых, по-видимому, было связано с крупными поднятиями конца среднего —

первой половины позднего палеозоя. Это подтверждается цифрами абсолютного возраста ряда массивов в Хингано-Буреинском районе и Южном Приморье, находящимися в пределах 270—325 млн. лет.

Возрастной интервал позднегерцинских гранитоидов от 190 до 275 млн. лет, что вместе с другими данными свидетельствует о длительности и многоэтапности магматических проявлений. В ряде случаев удалось установить, что более ранние породы сложных многофазных интрузивов являются значительно более древними, чем поздние, причем разница в их возрасте достигает 30—40 млн. лет. Геологические данные также свидетельствуют в пользу одновременного внедрения интрузивов: одни из них сформированы в допермское время, другие — в конце перми и даже раннем триасе.

С раннего мезозоя до начала антропогена магматические процессы протекали почти непрерывно, временами достигая высокой степени интенсивности, но проявились неравномерно: в пределах Монголо-Охотского пояса развиты почти исключительно мезозойские магматические образования, тогда как в Сихотэ-Алине к ним присоединяются весьма обильные магматические породы кайнозоя. Весь этот длительный период четко расчленяется на два тектоно-магматических этапа: ранне-среднемезозойский и позднемеловой — кайнозойский.

Начало ранне-среднемезозойского этапа характеризуется довольно скромными масштабами проявления магматизма как в эффузивной, так и интрузивной формах. Некоторые массивы гранитоидов в Малом Хингане имеют абсолютный возраст около 185 млн. лет, а в Центральном Забайкалье триасовый возраст приписывается гранитоидам кыринского комплекса. Следует отметить, что все эти породы, вероятнее всего, тесно связаны с предыдущим (позднегерцинским) этапом, в составе которого в этом случае их и следует рассматривать. Эффузивная деятельность начала этапа ограничивалась излияниями основных лав геосинклинального типа в норийском веке и ранней юре в Сихотэ-Алине.

Широкие масштабы приняло внедрение интрузивов разной величины, фациального облика и состава в предвосточное время [38]. В Восточном Забайкалье в это время было сформировано несколько интрузивных комплексов. Наиболее крупные многофазные массивы гранитоидов глубинного характера, достигающие 500—600 км², внедрились в зоны, испытывавшие в ранней — средней юре наиболее интенсивные прогибания. К их числу принадлежат кислые граниты (вплоть до лейкократовых и аляскитовых) борщовочного и кукульбейского комплексов, нередко имеющие порфировидное сложение и сопровождающиеся обильными пегматитами и аплитами. В других зонах широко развиты менее крупные массивы, небольшие штоки и дайки гранитоидов, четко контролирующиеся разломами в ядрах и крыльях антиклиналь-

ных структур. Часто они сложены гранодиоритами, отчасти гранитами, которые в краевых и апикальных частях некоторых массивов сменяются гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами (шахтаминский комплекс); в других случаях небольшие массивы целиком сложены гранодиоритами и граносиенитами, кварцевыми порфирами и диорит-порфирами. Жильная серия представлена разнообразными лампрофирами, кварцевыми жилами и т. д.

Близкие по характеру трещинные интрузивы довольно пестрого состава известны в Малом Хингане, а в Сихотэ-Алине и Южном Приморье к этой возрастной группе принадлежат граниты и гранодиориты, приуроченные к ядрам крупных антиклиналей и имеющие абсолютный возраст 164—172 млн. лет.

Широко распространены также позднечурские — до раннемеловые интрузивные проявления, в большинстве представленные комплексом малых интрузий. Они четко контролируются разломами, имеют небольшие размеры, не выше нескольких десятков квадратных километров и местами отличаются высокой рудоносностью. В Центральном Забайкалье они представлены гранит-порфирами и кварцевыми порфирами, в Восточном Забайкалье состав их довольно пестрый — это кварцевые сиенит-диориты, монзониты, диориты, габброиды и другие породы. Близкие по характеру гранитоиды такого же возраста известны в Верхнем Приамурье и далее на северо-восток в пределах Монголо-Охотского пояса. Судя по данным абсолютного возраста, к этой же возрастной группе принадлежит своеобразный кокшаровский комплекс щелочных и ультраосновных пород в Южном Приморье (возраст 145 млн. лет для нефелиновых сиенитов) и ряд гранитных массивов в средней части Сихотэ-Алини с абсолютным возрастом около 141 млн. лет.

Эффузивная деятельность в позднечурскую эпоху концентрировалась в восточных и западных районах. Во второй половине эпохи в Нижнем Приамурье происходили небольшие подводные излияния основных и средних вулканитов, а в Удском районе и Западном Приохотье начались грандиозные извержения лав преимущественно среднего состава из многочисленных каналов, расположенных вдоль Монголо-Охотского глубинного разлома. В Забайкалье верхнечурский отдел в значительной мере сложен вулканогенными образованиями, причем местами здесь отмечается двукратная смена кислых пород средними или основными.

Интрузивные проявления раннемеловой эпохи широко распространены только на востоке. Разнообразные гранитоиды известны в Верхнем Приамурье, Удском районе, Западном Приохотье и на Шантарских островах, в Сихотэ-Алине и Южном Приморье. В Нижнем Приамурье и северной части Сихотэ-Алини к этой группе принадлежат крупные, до 1000 км², массивы биотитовых и двуслюдяных гранитов, переходящие в приконтактных зонах в адаметлиты. Многочисленные данные определений абсолютного возраста показывают, что кратковременные, но

энергичные тектонические движения сопровождалась внедрениями гранитоидной магмы, происходившими неоднократно в интервале от 130 до 100 млн. лет.

Вулканические проявления этого времени охватывают значительную территорию. В Северном Сихотэ-Алине основные эффузивы и их туфы участвуют в строении верхней части нижнего мела, чередуясь с терригенными морскими осадками, а в Зейско-Буреинской впадине накапливались в континентальных условиях средние эффузивы и их туфы. В Удском районе и Западном Прихотье продолжалось массовое накопление вулканогенных продуктов — порфиритов и их туфов, отчасти кислых пород, начавшееся еще в поздней юре. В Восточном Забайкалье в составе нижнемеловых вулканогенно-терригенных толщ принимают участие преимущественно пирокластические породы кислого состава — агломератовые и пепловые туфы, а также вулканические брекчии и перлиты. Вулканические извержения этого времени связаны с крупными разломами по краям узких впадин.

Магматические проявления позднемелового — кайнозойского тектоно-магматического этапа были очень своеобразны и широко распространены только в восточных районах. От Верхнего Приамурья до Западного Прихотья и на Малом Хингане — развиты мощные покровы нижнемеловых средних и особенно кислых лав и их туфов. Позднее в этих районах существовали отдельные центры вулканической деятельности, связанные с разломами северо-восточного и субширотного простирания, а в Восточном Забайкалье известны только неоген — антропогеновые базальты. В названных районах с эффузивами тесно связаны субвулканические тела гранит-порфиров и кварцевых порфиров, реже более основных пород с абсолютным возрастом около 85 млн. лет. Уместно подчеркнуть интересную закономерность направленного изменения характера мезозойских гранитоидов при продвижении вдоль Монголо-Охотского пояса: по мере удаления от мезозойд Тихоокеанского пояса отмечается уменьшение величины и количества интрузивных массивов и одновременно повышение их щелочности.

Особенно энергично и весьма своеобразно протекали в это время магматические процессы на юго-востоке рассматриваемой территории. Наиболее ранние интрузивы представлены в Сихотэ-Алине группой ультраосновных и основных пород, образующих протяженный пояс вдоль Центрального Сихотэ-Алинского глубинного разлома. Для интрузивов характерно групповое расположение, резко удлиненная и веретенообразная форма и небольшие размеры — от 0,5 км² до первых десятков квадратных километров. Сложены они серпентинитами и габбро, реже дунитами, гарцбургитами, пироксенитами и габбро-перидотитами. Возраст их считается позднемеловым — досенонским, однако для Северного Сихотэ-Алиня имеются данные об их образовании на границе раннего и позднего мела.

Интрузии пород гранитоидного ряда известны на обширной территории — в Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье, Верхне-Буреинском и Кур-Урмийском районах. Им приписывается ранне- и позднесенонский возраст, что подтверждается данными определения абсолютного возраста: первые сформированы в интервале 100—90 млн. лет, а наиболее низкие цифры для вторых доходят до 75 млн. лет. Каждый из возрастных комплексов начинается породами повышенной основности — диоритами, монцонитами, гранодиоритами (в позднесенонском комплексе отмечаются даже габбро) и заканчивается нормальными гранитами, иногда близкими к аляскитам. Все они принадлежат к типу трещинных интрузий и обычно вытягиваются в виде цепочек северо-восточного простирания. В Южном Приморье выделяются три фазы внедрения позднемеловых интрузивов. Наиболее ранние из них, иногда образующие крупные массивы, слагаются гранитами, гранодиоритами, граносиенитами и кварцевыми диоритами, в сопровождении пегматитов и аплитов; вторую возрастную группу слагают малые интрузии — главным образом диорит-порфириты и лампрофиры; наконец, наиболее молодые дайкообразные тела сложены гранит-порфирами и близкими к ним породами.

На восточном склоне Сихотэ-Алиня в позднем мелу и кайнозое был сформирован краевой вулканический пояс, протягивающийся от района Тетюхе до Сахалинского залива. В его строении участвует сложный комплекс эффузивных и интрузивных пород, сформированный в течение нескольких циклов магматической деятельности. Выделяют до четырех таких завершенных циклов, в начале которых происходило излияние основных или средних вулкаников, а в конце — кислых лав: верхнемеловой — нижнепалеоценовый, верхнепалеоценовый — нижнеэоценовый; верхнеэоценовый — олигоценый и неогеновый, а также еще один незавершенный, начавшийся в антропогене. Во втором и третьем циклах произошло также внедрение интрузивных пород, тесно связанных с эффузивами, причем интрузии следуют за излияниями основных и средних лав, а завершается цикл кислыми лавами. Палеоценовый приморский комплекс имеет сложный состав и представлен кварцевыми монцонитами, гранитами, гранодиоритами и микропегматитовыми гранитами, в сопровождении серии жильных пород — гранит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, лампрофиров, аплитов; более поздний раннеэоценовый комплекс представлен гранодиорит-порфирами. Абсолютный возраст этих пород находится в пределах 64—44 млн. лет.

Тектоника

Четкое тектоническое районирование Забайкалья и Дальнего Востока мы находим в известном труде А. Д. Архангельского [45-1]. По представлениям этого ученого, мезозойские складчатые сооружения к югу от Удской губы образуют крупную виргацию.

Западная ее ветвь в виде Монголо-Охотского пояса складчатости протягивается от бассейна р. Уды до Восточного Забайкалья, а восточная обнимает систему складок северо-восточного простирания, включающую Сихотэ-Алинь, Нижнее Приамурье, Малый Хинган, бассейны р. Амгуни и верховьев р. Буреи. Между этими ветвями располагается северная часть Буреинского массива, в значительной мере занятого Зейско-Буреинской низменностью. Массив этот был консолидирован в результате герцинской складчатости и лишь в краевых частях переработан мезозойскими складкообразовательными движениями. Эти идеи А. Д. Архангельского были развиты другими исследователями и положены в основу многих тектонических схем.

К общим вопросам, связанным с тектоническим районированием Забайкальско-Приамурской области, нам еще придется вернуться после рассмотрения тектонических структур отдельных ее частей, к которому мы перейдем, начиная с *Монголо-Охотского пояса*. Наиболее хорошо изучен юго-западный фланг пояса в пределах Забайкалья. Здесь выделяются два резко различающихся по строению и истории геологического развития региона — Центральное и Восточное Забайкалье. Первый относится к области герцинской складчатости, а второй — к области своеобразной мезозойской складчатости, характер которой до настоящего времени вызывает разногласия. Граница между ними условна, так как некоторые исследователи относят к области мезозойской складчатости и восточную часть Центрального Забайкалья (Даурскую зону).

Палеозойская структура Забайкалья выявляется с трудом по отдельным ее фрагментам и может быть охарактеризована только в общих чертах. Крупные складчатые сооружения — антиклинории и синклинории в более или менее сохранившемся виде отмечаются редко: примером может служить Нерчинскозаводской антиклинорий, в котором четко выделяется ряд крупных антиклиналей и синклиналей, протягивающихся в северо-восточном направлении. Обычно же удается наблюдать только отдельные части таких сооружений, частично «съеденных» гранитами, а в значительной мере замаскированных более молодыми мезозойскими структурами. Преобладающее направление крупных складок — северо-восточное, но местами отмечаются значительные отклонения от этого генерального простирания, типичного для разновозрастных структур Забайкалья. Так, ниже-среднепалеозойские отложения в западной части Центрального Забайкалья нередко имеют широтные простирания, а докембрийские и среднепалеозойские породы Агинского поднятия образуют систему складок, сложно изгибающихся в плане: в соответствии с ними находятся и складчатые дислокации перми. Как правило, интенсивность складчатых дислокаций увеличивается по мере перехода к более древним породам. Так, докембрийские толща слагают ряд узких, сжатых антиклиналей и синклиналей, осложненных складками второго и более высоких порядков, вплоть до разви-

тия плейчатости. Местами докембрийские отложения образуют вместе с палеозойскими системы протяженных линейных складок, иногда резко опрокинутых на северо-запад и осложненных многочисленными разрывами. В других случаях палеозойские породы слагают крупные брахиформные складки, образованные в результате резких ундуляций шарниров. В наиболее молодых пермских толщах также отмечаются крупные линейные складки, обычно асимметричные, с падениями в крыльях от 40 до 80°.

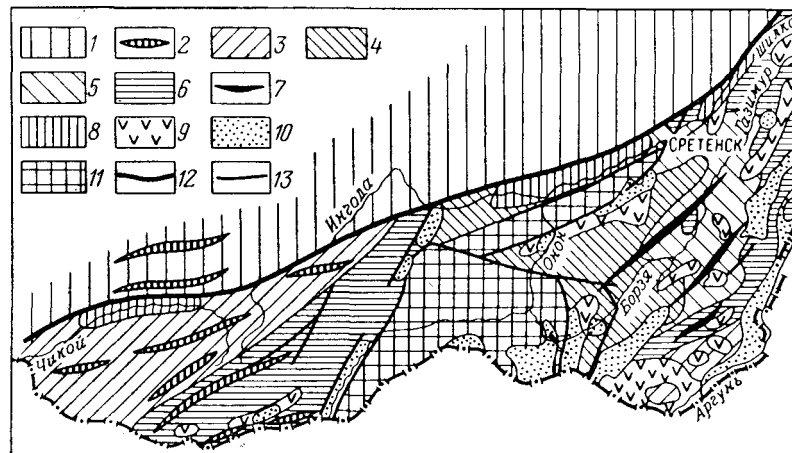


Рис. 94. Тектоническая схема Восточного и Центрального Забайкалья (по В. Н. Козеренко, с изменениями).

1 — область докембрийской складчатости; 2 — оси палеозойских и допалеозойских антиклинорий; 3 — крайняя геоантиклинальная зона складчатой области верхов палеозоя — низов мезозоя; 4 — центральные части остаточных геосинклиналей; 5 — переходная зона; 6 — краевые зоны и участки внутренних поднятий; 7 — оси преднерюрских антиклинорий; 8 — крупнейшие приразломные прогибы; 9 — впадины и прогибы, выполненные верхнерюрскими отложениями; 10 — впадины и прогибы, выполненные нижнемеловыми отложениями; 11 — верхнемезозойские глыбовые поднятия; 12 — Монголо-Охотский глубинный разлом; 13 — разломы

Складчатая структура в мезозойских, преимущественно ниже-среднерюрских, отложениях Восточного Забайкалья отличается рядом характерных черт. В частности, интенсивность складчатых и разрывных дислокаций, их форма и другие особенности зависят от того, к какой структурно-фациальной зоне они принадлежат (рис. 94). Выделяется ряд антиклинальных и синклинальных зон с общей протяженностью до 200—250 км при ширине 40—50 км. Благодаря ундуляции шарниров и наличию поперечных поднятий синклинальные зоны расчленяются на отдельные складки, иногда сменяющие друг друга кулисно. Складки разбиты многочисленными продольными и поперечными разломами, нередко очень крупными. Все это в большинстве случаев придает структуре мозаичный, блоковый характер.

Ядра антиклинальных зон обычно сложены палеозойскими отложениями, а их крылья и синклиналильные зоны — юрскими породами, смятыми в дополнительные линейные складки с углами падения в крыльях до 50—70° и осложнены многочисленными разрывными нарушениями. Наряду с этим отмечаются крупные синклинали более простого строения, с углами падения в крыльях всего 20—50° и развитием дополнительных складок только в области их центроклинальных замыканий или вблизи разломов.

В Приаргунской структурно-фациальной зоне ниже-среднеюрские отложения выполняют ряд узких прогибов небольшой

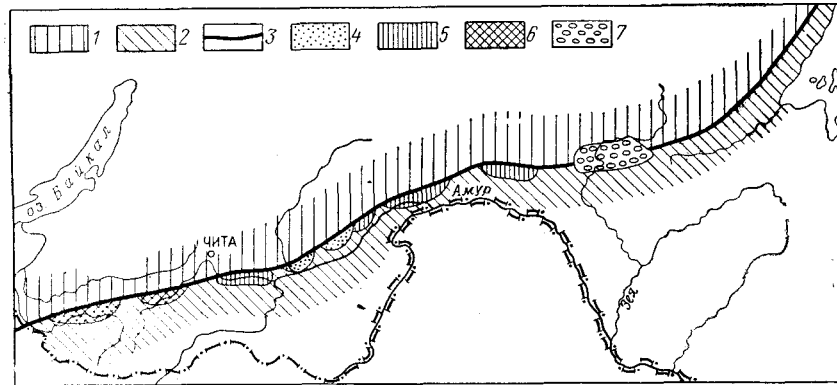


Рис. 95. Положение Монголо-Охотского глубинного разлома (по Д. И. Горжевскому и Е. М. Лазько).

1 — область докембрийских складчатых сооружений; 2 — область палеозойских складчатых сооружений; 3 — Монголо-Охотский глубинный разлом; 4 — приразломные прогибы пермского и триасового возраста; 5 — приразломные прогибы юрского возраста; 6 — приразломные прогибы позднеюрского — раннемелового возраста; 7 — Верхнезейская депрессия, выполненная кайнозойскими осадками

протяженности, осложненных разрывными нарушениями и имеющих характер грабенов или грабен-синклиналей.

Своеобразный характер имеют узкие и длинные приразломные прогибы, протягивающиеся в виде цепочки вдоль Монголо-Охотского глубинного разлома (рис. 95). Они выполнены разнообразными по возрасту осадками — преимущественно позднетриасовыми и юрскими, иногда пермскими и раннемеловыми, реже еще более молодыми. В некоторых прогибах, например Нерчинском, участвуют все эти разновозрастные породы. В целом прогибы представляют собой асимметричные синклинали сложного внутреннего строения. Выполняющие их породы интенсивно дислоцированы и образуют серию вытянутых в северо-восточном направлении складок, осложненных большим количеством крутых надвигов.

Отложения верхней юры выполняют серию унаследованных синклиналей и наложенных мульд; последние располагаются

на крыльях и в ядрах более древних мезозойских структур и отличаются от первых меньшей мощностью осадков. Они обычно ориентированы в северо-восточном направлении и осложнены по краям надвигами. Это простые по форме складки с падениями в крыльях не более 30° (более крутые залегания отмечаются только у разломов).

Близкую форму имеют некоторые крупные тектонические депрессии, выполненные нижнемеловыми отложениями и нередко имеющие протяженность до 200 км. Многие из них осложнены разломами и имеют характер грабен-синклиналей. В Центральном Забайкалье в строении сходных по форме тектонических депрессий принимают участие не только нижнемеловые, но и юрские отложения.

Кроме глубинных разломов, ограничивающих структуры Монголо-Охотского пояса с северо-запада и юго-востока, в Забайкалье особенно широко развиты северо-восточные и северо-западные разломы различной протяженности и амплитуды, придающие региону блоковое строение [6]. Особенно много их в пределах Агинского поднятия, которое не только «обрублено» со всех сторон разломами, но и интенсивно поражено ими внутри.

После приведенного описания тектоники Забайкалья характеристика структур центральной и восточной частей Монголо-Охотского пояса может быть дана в общей форме. Палеозойские и более древние отложения везде образуют серию крупных линейных складок, иногда имеющих простую форму, в других случаях резко асимметричных, пережатых и опрокинутых. Они осложнены мелкой дополнительной складчатостью, и разломами, нередко придающими складчатой структуре чешуйчатое строение. Преимущественное простирание крупных складок — субширотное, и только в Западном Приохотье они приобретают северо-восточную ориентировку, в полном соответствии с конфигурацией прилегающей части Сибирской платформы. Здесь четко обособляются три крупных антиклинории — Джугджурский, Удский и Тугурский, северо-восточная часть которого скрыта под водами Удской губы, но затем прослеживается на Шантарских островах. На одном из них — Удском антиклинории — можно непосредственно наблюдать изменение простираний от субширотных к северо-восточным, сопровождаемое массовым развитием разломов. Все эти антиклинории сложены в ядрах палеозойскими и докембрийскими, но преимущественно девонскими, породами.

Дислокации в мезозойских отложениях довольно простые: наряду с брахиформными складками обычны пологие, широкие синклинали, гребневидные антиклинали и грабен-синклинали. Местами в связи с крупными системами разломов находятся сложные зоны смятия, а при широком развитии надвигов образуются зоны с чешуйчатым строением. Однако при этом необходимо еще раз подчеркнуть типичные особенности приразломных прогибов, сопровождающих Монголо-Охотский глубинный разлом. Они

ясно выявляются на примере одного из небольших таких прогибов в Верхнем Приамурье — Холоджиканского. Прогиб этот резко асимметричен и осложнен крутыми сжатыми складками, опрокинутыми в сторону осевой его части (рис. 96, б). Очертания прогиба, равно как и конфигурация осложняющих складок второго

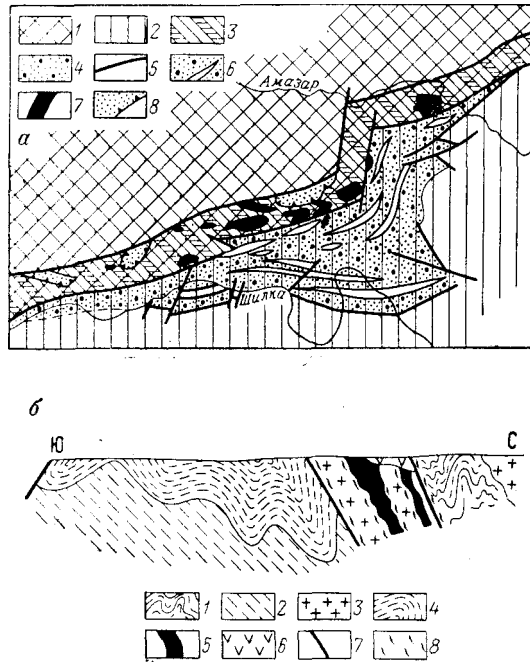


Рис. 96. Тектоническое строение водораздела рек Шилки и Амазара (по Э. А. Портягину).

а — тектоническая схема: 1 — Северная зона; 2 — Южная зона; 3 — Даванско-Амазарская шовная зона; 4 — среднеюрские отложения Холоджиканского прогиба; 5 — разломы; 6 — складки в юрских отложениях; 7 — юрские интрузии среднего и основного состава; 8 — меловые вулканогенные отложения. б — геологический разрез: 1 — протерозойские гнейсы; 2 — среднепалеозойские осадочные породы; 3 — палеозойские граниты; 4 — среднеюрские отложения Холоджиканского прогиба; 5 — юрские средние и основные интрузивные породы; 6 — меловые вулканогенные отложения; 7 — разломы; 8 — катаклиз, милонитизация, расланцевание

порядка, полностью повторяют очертания самой зоны глубинного разлома (шовной зоны), испытывающей здесь резкий излом (рис. 96, а).

Заслуживает внимания крупная *Верхнезейско-Удская впадина*, выполненная мощной толщей терригенных и вулканогенных образований мезозоя, к которым в западной (Зейской) ее части присоединяются неогеновые отложения. Складчатость во впадине выражена слабо, хотя местами юрские отложения дислоцированы довольно интенсивно. Ряд исследователей склонен отнести эту

впадину к категории краевых прогибов. Однако ее очень тесная пространственная связь с Монголо-Охотским глубинным разломом и массовое излияние в северо-западном борту разновозрастных эффузивов позволяют считать, что она имеет некоторые черты приразломных прогибов (по крайней мере, в северо-западной ее части).

Рассмотрим теперь восточную ветвь виргации. Долиной нижнего течения Амура, начиная от того пункта, где река резко изменяет направление с юго-восточного на северо-восточное, вся эта территория делится на две части: северо-западная ее половина некоторыми исследователями рассматривается как южная ветвь Монголо-Охотской субгеосинклинали, а юго-восточная представляет собой геосинклинальную складчатую систему Сихотэ-Алиня.

В северо-западной части выделяется ряд крупных структурных элементов первого порядка — *Хингано-Буреинский* и *Баджалский антиклинорий*, Нижнеамурский синклинорий и ряд более мелких структур. Оба названных антиклинория протягиваются параллельно друг другу в северо-восточном направлении. Ядро первого из них сложено преимущественно докембрийскими, а второго — пермскими породами, интенсивно дислоцированными и разбитыми разломами. В юго-западной части Баджалского антиклинория, где он примыкает к выступу архейских пород, складки становятся более пологими, приобретают меридиональное простирание и разбиты многочисленными разломами. Синклинорийные структуры, разделяющие эти антиклинория, выполнены мезозойскими и более молодыми породами и характеризуются сравнительной простотой складчатых форм и широким развитием разломов.

Нижнеамурский синклинорий представляет собой сложную систему складок северо-восточного простирания. В их строении участвуют юрские и нижнемеловые породы, но в ядрах крупных антиклиналей местами вскрывается пермь. Складки осложнены многочисленными разломами.

Между Баджалским антиклинорием и складчатой системой Сихотэ-Алиня вдоль Амура протягивается еще один крупный синклинорий — *Амуро-Уссурийский*, который на севере сливается с Нижнеамурским синклинорием. Строение большей его части маскируется антропогенными отложениями Среднеамурской впадины. Ядро синклинория сложено осадками юры и нижнего мела, а крылья — верхним палеозоем. Наиболее интенсивные складчатые дислокации отмечаются в северо-восточной и юго-восточной его частях, в юго-восточной части особенно широко развиты разломы, с которыми связаны излияния верхнемеловых и молодых эффузивов.

В строении *Сихотэ-Алинской складчатой системы* участвуют разнородные структурные элементы, среди которых по направлению с запада на восток выделяются: Гродековская зона герцинской складчатости, Ханкайский массив, Сихотэ-Алинский мегантиклинорий и Прибрежный краевой вулканический пояс (рис. 97).

Гродековская зона в пределы нашей страны заходит восточной своей частью. Участвующие в ее строении палеозойские отложения смяты в крутые линейные складки, местами веерообразные, с меридиональным простиранием, которое на юге, у Амурского залива, изменяется на северо-западное.

Ханкайский, или Уссури-Ханкайский, массив сложен метаморфизованными и сложноскладчатыми породами докембрия и кембрия, на которых местами залегают мезозойские и кайнозойские отложения. Породы основания образуют систему крутых, иногда опрокинутых складок северо-западного простирания, разбитых многочисленными разломами. На юге Ханкайский массив вместе с прилегающей частью Гродековской зоны осложнены наложенной Суйфунской впадиной. Впадина эта выполнена мезозойскими отложениями (от триаса до турона), которые на северо-востоке смяты в крутые, местами опрокинутые, складки, а на остальной территории залегают очень спокойно, образуя пологие брахиформные складки. На северном погружении Ханкайского массива в складчатость вовлечены не только мезозойские, но и пермские породы. Во внутренних частях массива отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена образуют впадину, состоящую из ряда пологих мульд, разделенных приподнятыми участками фундамента.

Основу мезозойской структуры образует огромный Сихотэ-Алинский мегантиклинорий, отделенный от Ханкайского массива глубинным разломом, получившим название Запад-

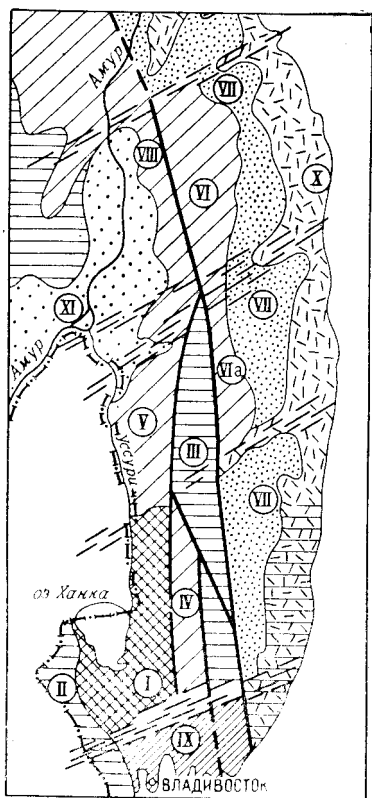


Рис. 97. Схема тектонического районирования Сихотэ-Алинской складчатой области (по Э. П. Изоху).

1 — Уссури-Ханкайский древний массив (I); 2 — антиклинорий, сложенные преимущественно верхнепалеозойскими породами; 3 — Гродековская зона, 4 — Главный антиклинорий; 5 — синклинорий, выполненные преимущественно верхнетриасовыми, юрскими и валанжинскими отложениями; 6 — Даубихинская зона, 7 — Нижнебикинская зона, 8 — остаточные геосинклинальные прогибы, замкнувшиеся в сеноне; 9 — Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, VIII — Амурская зона; 10 — Южноприморская структурно-фациальная зона (IX); 11 — Восточный вулканогенный пояс (X); 12 — Амуро-Сунгаринская кайнозойская депрессия (XI); 13 — главные и второстепенные глубинные разломы; 14 — поперечные (субширотные) зоны повышенной трещиноватости

ного Сихотэ-Алинского структурного шва. Мегантиклинорий разделяется на три части — Даубихинскую синклинальную зону, Главный антиклинорий и Главный синклинорий.

В строении Даубихинской синклинальной зоны участвуют верхнепермские и мезозойские породы, смятые в складки северо-восточного простирания, осложненные многочисленными разломами. По-видимому, зона эта сформирована в результате переработки краевой части Ханкайского массива мезозойскими движениями.

Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня протягивается от побережья Японского моря в районе Владивостока до бассейна р. Хунгари, где отмечается его периклинальное замыкание. В ядре его обнажаются сложно дислоцированные породы докембрия и палеозоя, а крылья сложены мезозойскими отложениями. Все эти образования смяты в складки северо-восточного простирания. Особенно сложная складчатость отмечается в докембрийских отложениях, слагающих ядра отдельных антиклиналей, а также образующих небольшие горсты. Очень энергично смяты и палеозойские породы. Они образуют серию сжатых, нередко изоклинальных и опрокинутых на северо-запад складок, разбитых разломами. Юрские и нижнемеловые породы также сложены в крутые, иногда опрокинутые складки, но верхнемеловые осадки дислоцированы уже значительно спокойнее, образуя ряд широких и довольно пологих складок.

Главный синклинорий отделен от Главного антиклинория глубинным разломом — Центральным Сихотэ-Алинским структурным швом — и представляет собой систему осложненных разломами крутых линейных складок, в которые смяты все отложения, выполняющие синклинорий — от верхнего триаса до верхнего мела.

Грандиозные вулканические излияния и внедрение интрузий в пределах Прибрежного краевого вулканического пояса связываются с наличием зоны глубинного разлома, протягивающейся вдоль восточного склона Сихотэ-Алиня, и, по-видимому, разделяющей мезозойские и альпийские складчатые сооружения.

Кроме глубинных и других крупных разломов, протягивающихся в северо-восточном направлении согласно с простиранием главных складчатых структур, большая роль принадлежит также субширотным поперечным разломам и зонам повышенной трещиноватости; в результате весь Сихотэ-Алинь разбит на систему крупных блоков, каждый из которых обладал своими особенностями геологического развития [50].

Между охарактеризованными мезозойскими структурами Дальнего Востока в бассейне рек Зеи и Буреи вкливаются более древние складчатые сооружения, в краевых частях интенсивно переработанные мезозойскими движениями. Здесь выделяются два структурных элемента — *Буреинский массив* и *Зеиско-Буреинская впадина*. В Буреинском массиве на поверхность выходят

обширные поля палеозойских гранитов, среди которых сохранились в виде разобренных «провесов кровли» докембрийские и палеозойские отложения. В них распознаются только отдельные фрагменты складок. Зейско-Буреинская впадина обычно рассматривается как платформенная структура (плита) с палеозойским и местами более древним основанием. Платформенный чехол слагается мощными, до 2,5—3 км, отложениями мела и кайнозоя и имеет довольно сложное строение. По исследованиям разных геологов здесь выделяется ряд локальных грабенообразных впадин и разделяющих их поднятий, в формировании которых решающую роль играли блоковые перемещения фундамента, сопровождавшиеся глубокими расколами и интенсивной вулканической деятельностью.

В заключение остановимся вкратце на разногласиях, существующих среди геологов в оценке тектонического характера и истории развития Монголо-Охотского пояса. На большинстве тектонических карт он относится к области мезозойской складчатости, образуя единое целое с мезозойскими сооружениями Дальнего Востока. Однако Н. С. Шатский и другие ученые в то же время допускают двойственное толкование тектонического характера Монголо-Охотского пояса. «В верхнем палеозое и начале мезозоя (до средней юры), — пишет этот исследователь и его соавторы, — происходило накопление грубообломочных морских и континентальных пород, а также энергичные проявления вулканической деятельности... Породы этой эпохи накапливались в своеобразных остаточных геосинклинальных прогибах (Восточнозabayкальская синклиналиальная зона, Верхнеамурская синклиналиальная зона), где они были смяты в системы сравнительно простых складок северо-восточного простирания». И далее: «Весьма вероятно, что Восточно-Забайкальско-Приамурскую область следует рассматривать в отличие от областей мезозойской складчатости северо-востока Сибири и Сихотэ-Алиня как область герцинской складчатости, переработанную мезозойскими движениями и магматизмом, аналогичную более южным палеозойским структурам Китая» [89-Г].

Развивая эту последнюю мысль, М. С. Нагибина пришла к выводу, что мезозойские структуры пояса не могут быть отнесены к геосинклинальным складчатым сооружениям, а представляют собой самостоятельную категорию тектонических структур. К ним принадлежат различные по размерам прогибы и впадины, наложенные на палеозойский и докембрийский складчатый фундамент. Эти прогибы и впадины образуют линейные системы, разделенные зонами поднятий кристаллического основания. Развитие их неразрывно связано с крупными конседиментационными разломами и продолжается в течение относительно короткого промежутка времени, охватывающего один-два периода. Многие особенности прогибов, такие, как мощность выполняющих терригенных и вулканогенных толщ, размеры и форма, состав гранит-

ных интрузий, определяются строением фундамента и удаленностью от мезозойских сооружений Тихоокеанского пояса. М. С. Нагибина считает, что такие структурные элементы широко развиты не только в Монголо-Охотском поясе, но и в других регионах Восточной Азии, и предлагает выделить их в особый тип структур — прогибы и впадины восточноазиатской группы.

Существенно иные представления, находящиеся в соответствии с первым из приведенных выше высказываний Н. С. Шатского и его соавторов, развиваются двумя другими знатоками геологии Монголо-Охотского пояса — В. Н. Козеренко и Л. И. Красным. По мнению этих ученых, Монголо-Охотский пояс в мезозойском этапе развития представлял собой геосинклиналиную систему и является своеобразным ответвлением от области мезозойской складчатости тихоокеанского побережья. Эта точка зрения представляется более обоснованной, однако принять ее можно, только решительно подчеркнув особый характер этой геосинклиналиальной складчатой системы. По-видимому, Монголо-Охотский пояс представляет собой еще один пример внутриплатформенных геосинклиналей и может быть отнесен к группе таких на первый взгляд совсем разнохарактерных сооружений, как Донбасс, пермская складчатая зона южного Таймыра и Уйменско-Лебедский прогиб. Как и все названные структурные элементы, Монголо-Охотский пояс представляет собой краевую субгеосинклиналиную систему, важнейшими особенностями которых является связь с глубинными разломами и очень короткий по сравнению с нормальными геосинклиналями интервал геологического времени, в течение которого формировались эти системы.

Полезные ископаемые

Забайкальско-Приамурская и Сихотэ-Алинская складчатые области целиком относятся к северо-западной части огромного имеющего планетарный масштаб, рудного пояса, названного С. С. Смирновым Тихоокеанским. Металлогения рассматриваемой относительно небольшой части пояса определяется абсолютно преобладающим значением постмагматических месторождений олова и вольфрама, золота и молибдена, свинца и цинка, флюорита. Здесь обособляются две металлогенические провинции — Забайкальская и Дальневосточная.

Основные закономерности пространственного размещения месторождений в Забайкалье давно уже были подмечены крупнейшим знатоком рудных месторождений этого края С. С. Смирновым. Этот ученый установил, что главная масса месторождений разного состава концентрируется в виде линейно вытянутых зон или поясов, протягивающихся в северо-восточном направлении в согласии с простиранием главных структурных элементов. Им было выделено три таких пояса (с юго-востока на северо-запад): полиметаллический, оловянно-вольфрамовый и золото-

молибденовый; следует отметить, что последний находится уже вне области мезозойской складчатости. В пределах оловянно-вольфрамового пояса встречаются полиметаллические, молибденовые и золотые месторождения, имеются и другие отклонения от установленной С. С. Смирновым закономерности, однако они только усложняют, но не отвергают ее.

Вторая важная закономерность заключается в том, что главная масса месторождений связана с юрской металлогенической эпохой и имеет более или менее четко выраженные связи с разнообразными юрскими (доверхнеюрскими и донижнемеловыми) гранитоидами.

Приаргунский полиметаллический пояс, на территории которого еще при Петре I начал развиваться один из первых в стране горных округов, включает несколько сотен месторождений свинца и цинка, заключающих значительные концентрации серебра, сурьмы и мышьяка. Многие месторождения залегают в известняках и имеют очень сложную форму рудных тел. В числе наиболее известных свинцово-цинковых месторождений находятся Благодатское, Кадаинское, Михайловское, Савинское-5 и Воздвиженское, Запокровское мышьяковое месторождение и др.

В оловянно-вольфрамовом поясе, совпадающем с наиболее прогнутой в мезозое структурно-фациальной зоной, широко развиты жильные месторождения кварц-вольфрамитовой и кварц-касситеритовой формаций — Белухинское, Букукинское, Ононское и др. В числе иных месторождений, находящихся в пределах этого пояса, можно назвать большую группу Акатуевских и Култуминских полиметаллических, Шахтаминское молибденовое и Балейское золоторудное месторождение, образование которого относится уже к более поздней — послераннемеловой металлогенической эпохе. Среди месторождений золото-молибденового пояса наибольшей известностью пользуются Дарасунское золото-мышьяковое и Давендинское молибденовое. Очень широко распространены флюоритовые месторождения — Абагайтуйское, Гарсонуйское, Ново-Бугутурское, Калангуйское, Солонечное и др. Флюоритовая минерализация в большинстве случаев контролируется зонами региональных тектонических нарушений, обрамляющих верхнемезозойские наложенные депрессии [118].

В юго-западных районах известно много касситерит-вольфрамитовых месторождений, связанных с позднегерцинскими гранитами. В Агинском поднятии к ним относятся Зун-Ундурское, Барун-Ундурское, Спокойное, а в Центральном Забайкалье — Баджираевское, Шумиловское, Молодежное и другие месторождения. В последнем районе такой же возраст имеют оловянные месторождения сульфидно-касситеритовой формации (Хапчеранга, Тарбальджей), а также Верхнеонская группа золоторудных месторождений (Любавинское, Хавергинское).

Среди других разновозрастных месторождений находятся очень своеобразные низкотемпературные киноварь-антимонит-

ферберитовые, располагающиеся в зонах крупных региональных разломов (Барун-Шивейское, Ново-Ивановское), грейзеновые оловянно-вольфрамовые (Шерловая гора), контактово-метасоматические железорудные (Железный Кряж) и некоторые другие.

Полезные ископаемые экзогенного происхождения представлены очень бедно. Среди них находится месторождение железа — Березовское, руды которого представлены сидеритовыми залежами в известняковых конгломератобрекчиях нижнего мела и возникшими за их счет высококачественными бурыми железняками. Руды этого месторождения вместе с каменными углями Букачинского месторождения могут служить основой для создания металлургического комбината. Кроме названного каменноугольного месторождения следует отметить Харанорское месторождение бурых углей мелового возраста. Известное значение имеют также золотоносные, оловоносные и другие россыпи.

В пределах металлогенической провинции Дальнего Востока находится несколько рудных поясов с разновозрастным постмагматическим оруденением. Важнейшими, «профилирующими» металлами в них являются олово, свинец, цинк, золото, в меньшей степени сурьма, вольфрам и молибден.

Характерен очень узкий интервал геологического времени, в который была сформирована наиболее продуктивная минерализация: для южной части Монголо-Охотского пояса и западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы — это ранний мел — начало позднего мела, в восточной части Сихотэ-Алиня минерализация имеет главным образом позднемеловой — эоценовый возраст. Здесь так же, как и в Забайкалье, отмечается приуроченность минерализации разного типа к различным структурно-фациальным зонам. Так, оловянно-вольфрамовые пояса располагаются в зонах наибольших прогибаний геосинклиналей с мощным накоплением терригенных толщ, тогда как полиметаллические локализируются в относительно более приподнятых зонах, где наряду с терригенными породами широко развиты известняки. Для золоторудных и золото-вольфрамовых поясов характерна связь с крупными региональными разломами. На Дальнем Востоке, в отличие от Забайкалья, роль молибдена в рудах переходит к сурьме (Ленинское и Урканское месторождения), а также к вольфраму в виде шеелита (месторождение Харгинское).

На стыке Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы располагается оловянно-вольфрамовый пояс, включающий месторождения олова сульфидно-касситеритовой формации (Хинганское) и переходные от нее к кварц-касситеритовой формации (Карабуд, Олово и др.). К этой же зоне на севере приурочена молибденовая минерализация (Умальтинское месторождение). В Сихотэ-Алине в согласии с генеральным простиранием структур протягивается ряд рудных поясов, совпадающих с главными структурно-фациальными зонами. Здесь располагаются свинцово-цинковые скарновые месторождения с трубчатями,

линзообразными и жилообразными рудными телами в известняках (Тетюхе), олово-полиметаллические (Синанча), оловянные сульфидно-касситеритового типа (Лифудзин, Хрустальная).

Оловорудная, полиметаллическая и флюоритовая минерализация палеозойского возраста известна в Вознесенском рудном узле Ханкайского района.

Среди осадочных и осадочно-метаморфических месторождений нужно отметить железорудные (Кимкан, Гаринское) и марганцевые (Южно-Хинганское). В числе наиболее интересных угольных месторождений находятся Буреинский каменноугольный бассейн, Райчихинское месторождение, Сучанское месторождение, которое содержит угли разнообразных типов, а также Артемовское и Тавричанское месторождения бурых углей.

Следует отметить также золотоносные и оловоносные россыпи, известные в разных частях провинции.

Основные этапы развития

О докембрийском этапе развития Забайкальско-Приамурской и Сихотэ-Алинской складчатых областей известно очень мало. Архей почти совсем не охарактеризован достоверными геологическими документами, о протерозое же можно сказать, что вся рассматриваемая территория входила в состав огромной геосинклинальной области, располагавшейся между Сибирской и Китайской древними платформами. Установление внутреннего строения этой области и особенностей ее развития является делом будущего и может быть осуществлено на базе прежде всего унификации существующих стратиграфических схем.

Много неясного остается и в раннепалеозойском этапе. Имеющиеся данные позволяют думать, что геосинклинальный режим в это время существовал почти всюду — за исключением сравнительно небольшого участка в бассейнах рек Зей и Буреи и еще меньшего — западное оз. Ханка, которые, по-видимому, представляли собой краевые части Китайской платформы. История восточной и западной ветвей этой геосинклинальной системы была различной. На востоке геосинклиналь закончила существование в середине кембрия. Именно к этому времени завершается байкальский этап развития этой части системы, когда произошли энергичные складкообразовательные движения, следовавшие за ними поднятия и внедрение гранитов.

В Забайкалье после складкообразовательных движений позднего протерозоя энергичные прогибания происходили на протяжении всего раннего палеозоя, с образованием типичных геосинклинальных формаций. Каледонские складкообразовательные движения и повсеместные поднятия падают на вторую половину силура и начало девона. Интенсивные тектонические движения этого времени, однако, не привели к отмиранию геосинклинального режима, а наоборот, активизировали его. В девонский пе-

риод в Забайкалье продолжалось накопление мощных геосинклинальных толщ, а еще ранее, в первой половине силура, возобновились энергичные прогибания и в других районах — в Верхнем Приамурье и бассейне р. Зей.

Геологические данные по смежным частям Монголии и Северного Китая показывают, что именно в начале среднего палеозоя вся территория Монголо-Охотского пояса входила в состав возрожденной Восточноазиатской геосинклинали, охватившей значительную площадь восточной Азии между Сибирской и Китайской платформами. Уместно подчеркнуть, что граница геосинклинали на протяжении всего среднего палеозоя, так же как и в позднепротерозойско-раннепалеозойском этапе, была строго фиксированной и проходила вдоль Монголо-Охотского глубинного разлома, чего нельзя сказать о ее южной границе. Тем самым подчеркивается выдающаяся роль этого глубинного разлома, как важнейшего элемента структуры восточной Азии. Вероятно, что огромное значение Монголо-Охотского глубинного разлома в истории Восточноазиатской геосинклинальной области проявляется и в том, что на территории Монголо-Охотского пояса, где бы можно было ожидать развитие геосинклинальной зоны миогеосинклинального типа, имеются участки с эвгеосинклинальным развитием.

История Восточноазиатской геосинклинали, в том числе ее северной части, охватывающей рассматриваемую территорию, была очень сложной. На протяжении длительной жизни этой геосинклинали в разных ее участках неоднократно возникали геосинклинальные прогибы и геосинклинальные поднятия. Существенную роль в формировании структур сыграл Зейско-Буреинский срединный массив, обособившийся уже на раннем этапе прогибаний и продолжавший существовать позже, хотя очертания его несколько изменялись в результате вовлечения краевых частей в интенсивные прогибания.

Периоды особенно неустойчивого тектонического режима и различно направленных тектонических движений (а такой была, к примеру, первая половина девона) местами сопровождалась перерывами в осадкообразовании и формированием угловых несогласий, в других случаях — энергичными проявлениями эффузивного вулканизма и связанных с ним интрузивных пород основного состава.

Контуры геосинклинали, как уже отмечалось ранее, на юге в разные периоды изменялись, однако эту изменчивость в течение всего среднего палеозоя можно считать частностью. Крупные качественные изменения наметились в конце среднего — начале позднего палеозоя, когда в северной части геосинклинальной области повсеместно произошли складкообразовательные движения и поднятия, сопровождавшиеся массовыми внедрениями гранитов. В результате этих тектонических движений большая часть Монголо-Охотского пояса превратилась в складчатую систему, а геосинклиналь переместилась на юг — в Маньчжурию и Южную

Монголию, где она продолжала развиваться до конца палеозоя. В течение этого времени в пределах Монголо-Охотского пояса геосинклинальные условия существовали только в Забайкалье. По представлениям В. Н. Козеренко, в перми здесь существовал обособленный прогиб, вытянутый в северо-восточном направлении и выклинивающийся, с одной стороны, в Верхнем Приамурье, а с другой — в Северной Монголии, в районе Улан-Батора. Возможность связи этого прогиба с позднепалеозойской геосинклиналью Южной Монголии — Маньчжурии остается неясной. Замыкание этого прогиба завершило геосинклинальный режим в пределах всего Монголо-Охотского пояса. Оно сопровождалось складчатостью, поднятиями и формированием крупных гранитных массивов главным образом уже в самом начале мезозоя. Этим был завершен герцинский тектоно-магматический этап в Монголо-Охотском поясе.

История развития большей части дальневосточного участка была существенно иной. Четко выраженный геосинклинальный режим возобновился в Сихотэ-Алине в начале карбона, когда возникли Гродековский и Сихотэ-Алинский прогибы. Следует, впрочем, отметить, что открытие в Приморье мощного нижнего девона заставляет предполагать, что геосинклинальные условия были здесь и раньше. На протяжении всего позднего палеозоя большая часть Дальнего Востока представляла собой геосинклиналь, которая была как бы связующим звеном между позднепалеозойскими геосинклиналями Южной Монголии — Маньчжурии и Верхоянья. В конце герцинского этапа в центральной части Сихотэ-Алинской геосинклинали возникло поднятие и произошло замыкание Гродековского прогиба, сопровождавшееся складчатостью и внедрением гранитов.

Начиная с раннего мезозоя развитие Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы и Монголо-Охотского пояса пошло по разным путям, и поэтому мы рассмотрим их раздельно.

В геологической истории Сихотэ-Алинской системы в течение мезозоя и кайнозоя выделяется два неравных и резко различных по своим особенностям этапа: первый из них охватывает промежуток времени от начала мезозоя до середины позднего мела, второй начинается во второй половине позднего мела и смыкается с эпохой новейших движений, продолжающихся до настоящего времени.

Мезозойский тектоно-магматический этап неразрывно связан с позднепалеозойским, и поэтому правильнее было бы говорить о позднепалеозойско-мезозойском этапе развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы.

В результате интенсивных движений на рубеже позднего палеозоя и мезозоя поднятиями была охвачена большая часть региона и лишь в некоторых прогибах продолжали накапливаться осадки нижнего и среднего триаса. Новые прогибания, сопровождавшиеся крупной трансгрессией, начались в позднем триасе, а к концу

лейаса достигли максимума. В это время дифференциация геосинклинали проявляется уже очень отчетливо: в ней обособились многочисленные прогибы и разделяющие их поднятия, служившие главными источниками питания геосинклинальных трогов.

В дальнейшем неустойчивый режим колебательных движений неоднократно приводил к поднятиям и отступанию моря, новым интенсивным прогибаниям и трансгрессиям. Крупные поднятия, по-видимому, сопровождавшиеся формированием гранитоидных массивов, происходили в байосском и готеривском веках. Среднеюрским поднятиям предшествовала складчатость, в результате которой все осадки от верхнего палеозоя до аалена смяты в единую систему узких линейных складок. Однако наиболее энергичные складкообразовательные движения и поднятия произошли в середине позднего мела: именно меловая (сенонская?) складчатость, как отмечает Е. А. Радкевич, определила в основном структуру мезозойского осадочного комплекса. В этот период окончательно оформились основные структурные единицы мезозойской складчатой области в виде серии чередующихся антиклинальных и синклинальных зон.

Следующий тектоно-магматический этап, отчетливо проявившийся только в Сихотэ-Алине, охватывает конец позднего мела и палеоген. Тектонический режим этого этапа был крайне неустойчивым и сопровождался накоплением грубообломочных континентальных толщ и бурными проявлениями многостадийной магматической деятельности. Возникшие в это время вулканогенные комплексы разделены рядом несогласий, смяты в пологие складки и прорваны интрузивами разного возраста и состава, несущими обильную оловянную и полиметаллическую минерализацию. Эти особенности Сихотэ-Алини показывают, что рассматриваемый этап, не будучи типично геосинклинальным, в то же время не может быть назван платформенным. Поэтому Е. А. Радкевич полагает, что Сихотэ-Алинь представляет зону, переходную между третичной складчатой областью и ее платформой; хотя эта зона и была оформлена в основном в мезозое, но она была в сильной степени охвачена также тектоническими движениями палеогена и неогена. К сказанному можно добавить, что, по-видимому, Сихотэ-Алинь уже в палеогеновом этапе следует рассматривать в качестве зоны своеобразных сводово-глыбовых дислокаций, развитие которой в дальнейшем было тесно связано с новейшей тектоникой. Неотектонические движения в пределах всей Сихотэ-Алинской складчатой системы были очень энергичными и обусловили возникновение структур, в значительной мере унаследовавших более древние тектонические планы, и формирование современных форм рельефа.

Обратимся теперь к истории развития в мезозое — кайнозое Монголо-Охотского пояса. В отличие от Сихотэ-Алинской системы, в этом регионе не отмечается преемственности палеозойского и мезозойского этапов развития. Как уже упоминалось, большая часть пояса была оформлена в качестве складчатой системы в конце

среднего палеозоя, а юго-западная его часть — в самом конце палеозоя.

Энергичные тектонические движения возобновились здесь в позднем триасе и вначале локализовались в узкой зоне вдоль Монголо-Охотского глубинного разлома, в результате чего возник ряд приразломных прогибов. В лейасе, по-видимому, в связи с крупнейшими прогибаниями в пределах Сихотэ-Алинской геосинклинали был сформирован весьма протяженный внутриплатформенный Монголо-Охотский субгеосинклинальный прогиб, опять-таки строго ограниченный с северо-запада Монголо-Охотским глубинным разломом. Прогиб этот состоял из ряда изолированных и соединяющихся впадин, разделенных продольными и поперечными поднятиями. Многие особенности этого прогиба — прежде всего кратковременность существования, характер развитых в нем формаций и тектонических структур — не позволяют считать его типичной геосинклиналью и заставляют отнести к группе особых структурных элементов, о чем уже говорилось выше. Развитие этого прогиба завершилось к поздней юре, когда была сформирована довольно сложная складчатая структура. В заключительную стадию его формирования в Восточном Забайкалье произошло внедрение гранитоидов, несущих промышленную минерализацию с зональным расположением различных по составу месторождений в разных структурно-фациальных зонах.

Следующий этап, охватывающий для западной части пояса позднюю юру и ранний мел, а на востоке часть позднего мела и палеогена, характеризуется тектоно-магматическими процессами, которые свойственны зонам сводово-глыбовых дислокаций. Следует особо подчеркнуть, что для этого этапа особенно типично образование обширных сводообразных поднятий и разделяющих их депрессий [38, 100]. Осадкообразование этого времени характеризовалось массовым накоплением вулканогенных продуктов и грубых терригенных толщ в изолированных прогибах, в большинстве случаев ограниченных разломами и представляющих собой в этих случаях грабен-синклинали. Магматические проявления в интрузивной форме имели сравнительно скромный масштаб, но с ними связаны разнообразные постмагматические месторождения.

В палеогене и начале неогена повсеместно наступило относительное выравнивание тектонического режима, сопровождавшееся поднятиями. Оживление тектонических движений началось в позднем неогене; как и в других регионах, неотектонические движения обусловили важнейшие особенности рельефа Монголо-Охотского пояса.

Следует также кратко остановиться на главных особенностях развития Зейско-Буреинского массива. Как уже отмечалось, в палеозойской геосинклинали он являлся срединным массивом, но в мезозойской структуре представлял собой северный выступ сложнопостроенной эпигерцинской платформы, охватывающей

обширные пространства Китая и Монголии. Неотектонические движения в его пределах проявлялись достаточно контрастно.

СЕВЕРО-ВОСТОК (ВЕРХОЯНСКО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

Верхоянско-Чукотская складчатая область, именуемая в дальнейшем нередко Северо-Востоком, на западе граничит с Сибирской платформой, от которой она отделена Предверхоянским краевым прогибом и системой разломов в районе Сетта-Дабана, а на востоке — с кайнозойскими складчатыми сооружениями Камчатско-Корякской системы. На севере она скрывается под водами моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей, но снова выходит на поверхность на о. Врангеля, Новосибирском архипелаге и других островах. Юго-восточная граница области проходит у северного побережья Охотского моря и совпадает с полосой развития вулканитов Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса.

Рельеф этой обширной территории отличается большим разнообразием. Западная ее часть занята сложнопостроенной горной страной, где выделяется ряд протяженных хребтов с высотами до 3 км (гора Победы в системе хр. Черского 3147 м), но большей частью относящихся к средневысоким горам. Однако здесь нередко наблюдаются альпийские формы рельефа с резко выраженными острыми гребнями и вершинами и участки современного оледенения. Огромный сложно изогнутый Верхоянский хребет протягивается на расстояние свыше 1500 км и является водораздельным между Леной и Алданом с одной стороны и Яной и верховьями Индигирки — с другой. Северная его часть называется Хараулахскими горами, которые южнее переходят в хр. Орулган, а последний сменяется Западным Верхояньем. Юго-восточная часть хребта в бассейне Алдана состоит из двух отрезков — широтного и меридионального и называется Восточным Верхояньем; меридиональная его часть состоит из ряда обособленных гряд — Сетта-Дабана и др.

Вторая горная цепь — хр. Черского — протягивается в основном параллельно Верхоянскому. На юго-востоке он служит водоразделом между притоками Колымы и Индигирки, а на северо-западе — Индигирки и Яны и называется хр. Тас-Хаяхта. Северо-восточнее хр. Черского и параллельно ему протягивается Момский хребет.

Между хребтами Черского и Восточного Верхоянья располагается сложный горный узел, включающий ряд коротких, но довольно высоких хребтов — Кыстабыт, Сунтар-Хаята и др. К северной оконечности Тас-Хаяхта примыкает ряд широтных горных цепей — Полоусный, дальше к востоку — Улахан-сис и другие, которые вместе с системой хр. Черского в виде полукольца охватывают Колымский массив.

Восточная часть рассматриваемой территории — это область преимущественного развития сложно расчлененных нагорий (Омолонское, Чукотское и др.) и плато (Алазейское, Юкагирское), а также сложной системы небольших горных кряжей.

Северная окраина региона занята озерно-аллювиальными равнинами — Колымской, Яно-Индибирской и Анадырской, характеризующимися мелкобугристым байджееровым рельефом и развитием огромного количества озер. В прибрежных частях эти равнины сменяются сильно сглаженной материковой отмелью.

Большая часть Северо-Востока занята тайгой и тундрой.

Первые сведения о геологии края имеются в трудах исследователей прошлого и начала нынешнего столетия — И. Д. Черского, Н. Меглицкого, Э. В. Толля, К. И. Богдановича и др. Однако основы современных представлений о геологическом строении и металлогении этого края были заложены только в середине 30-х годов работами Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, С. В. Обручева, Г. Л. Падалки, Е. Т. Шаталова, П. Н. Кропоткина, Н. П. Хераскова и др. Позднее здесь работали крупные коллективы геологов «Дальстроя», Северо-Восточного и Якутского геологических управлений, Института геологии Арктики, Якутского филиала АН СССР и других организаций. Большую роль в изучении геологии края сыграли И. П. Атласов, Е. С. Бобин, В. А. Вакар, А. П. Васильковский, Ю. К. Дзевановский, Б. Н. Ерофеев, В. А. Зимин, А. В. Зимкин, Л. Д. Кипарисова, В. М. Лазуркин, В. Т. Матвеев, А. А. Николаев, Ю. Н. Попов, Ю. М. Пушаровский, В. Н. Сакс, В. И. Серпухов, Б. А. Святков, Л. А. Святков, Т. Н. Спичарский, К. Я. Спрингис, И. И. Тучков, Е. К. Устиев, В. А. Федорцев, В. К. Чайковский и многие другие.

Стратиграфия

Северо-Восток является областью преимущественного развития пермских и более молодых отложений, тогда как все допермские образования распространены ограниченно. Докембрий принимает участие в строении срединных массивов и в его составе выделяются как архейские, так и протерозойские породы.

Архей занимает небольшие площади в бассейне р. Охоты и на полуострове Тайгонос и похож на алданский комплекс. В составе его принимают участие кристаллические сланцы и гнейсы разного состава, в том числе гиперстеновые, а также амфиболиты и разнообразные мигматиты. Мощность этих образований остается неясной.

Протерозой. Образования протерозоя имеют значительные по площади выходы только по периферии Колымского массива и на Чукотском полуострове; в других местах он распространен совсем незначительно. В нижней части разреза залегает толща гнейсов, относящихся к высоким и средним ступеням метаморфизма — в том числе биотитовые и амфиболовые, двуслюдяные,

кварц-мусковит-гранатовые, эпидот-слюдистые, а также амфиболиты. Верхняя толща состоит из кварц-серицитовых, мусковит-хлоритовых, кварц-мусковит-карбонатных, хлоритовых и других сланцев с прослоями кварцитов и мраморизованных известняков. Мощность протерозоя от 2 до 5 км.

В среднем течении р. Колымы выделяется трехчленный верхнепротерозойский комплекс. Внизу залегают кварциты с подчиненными метаморфическими сланцами мощностью в 1—1,5 км, затем толща филлитовидных сланцев, кое-где с тонкими прослоями карбонатных пород и кварцитов мощностью до 1 км, а еще выше — известняки и доломиты с прослоями кварцитов мощностью также до 1 км; в последней толще обнаружены водоросли *Collenia* и *Conophyton*.

На Омолонском массиве нижняя часть условно выделяемого верхнего протерозоя сложена кварцитами с прослоями филлитов мощностью более 500 м, а верхняя — толщей (свыше 1 км) мраморов и филлитовидных сланцев с прослоями кварцитов [103].

Кембрий. Кембрийские отложения известны на севере Хараулахских гор, в Сетта-Дабане, по окраинам Колымского массива и в некоторых других районах, где они выделяются условно и нередко входят в состав нерасчлененного нижнего палеозоя.

Наиболее полный разрез кембрия изучен в *Северном Хараулахе*. К нижнему отделу относится ряд свит, сложенных известняками и доломитами, отчасти мергелями с прослоями песчаников и аргиллитов мощностью до 300 м. В верхней части этих отложений найдена фауна верхов ленского яруса.

Средний кембрий представлен известняками с прослоями пестрых мергелей мощностью свыше 300 м; верхний отдел также сложен известняками и имеет мощность около 200 м.

В *Сетта-Дабане* к кембрию относят существенно карбонатную толщу, сложенную известняками, доломитами, мергелями с прослоями разнообразных сланцев (глинистых, углисто-кремнистых и др.), алевролитов и песчаников. Мощность этих отложений, в составе которых условно выделяются все три отдела системы, на севере составляет около 2,5 км, а южнее увеличивается до 3,5—4 км. Следует при этом отметить, что верхняя часть разреза, выделяемая под названием атырбахской свиты и представленная частым чередованием филлитовидных и известковистых сланцев, реже известняков, верхними своими горизонтами уже может относиться к ордовику.

По периферии *Колымского массива* к кембрию в ряде мест условно относят терригенно-карбонатные отложения, иногда с эффузивами и пирокластами, и только в хр. Тас-Хаяхта в сланцево-известняковой толще обнаружена кембрийская фауна. Вероятно, что кембрий входит в состав терригенно-карбонатных отложений на о. Врангеля, общая мощность которых достигает 3—3,5 мкм.

О р д о в и к. Отложения системы значительно распространены в краевых поднятиях по периферии Колымского массива и в хр. Сетта-Дабан. Наиболее полный разрез развит в хр. Тас-Хаяхтах, где выделяется ряд свит, содержащих фауну всех отделов. Сложены они известняками с прослоями известково-глинистых, мергелистых и глинистых сланцев и имеют мощность около 4 км.

Литологически сходный, но менее полный разрез развит в *хребтах Черского и Момском*. Здесь непосредственно на протерозое залегает средний ордовик, начинающийся базальными конгломератами и сложенный так же, как и верхний отдел, главным образом известняками, в меньшей мере — сланцами и песчаниками общей мощностью в 2—3 км.

На *Омолонском массиве* терригенно-карбонатная толща включает два нижних отдела системы и достигает мощности 2—3 км. В *хр. Сетта-Дабан* ордовик представлен всеми отделами и также сложен известняками с прослоями известково-глинистых сланцев мощностью до 1800 м.

На о. *Врангеля* ордовик, вероятно, входит в состав уже упоминавшейся выше карбонатно-терригенной толщи нижнего палеозоя, а фаунистически охарактеризованные отложения этого возраста известны западнее — на островах Котельном (Новосибирский архипелаг), Беннета (острова Де-Лонга). На о. Беннета, судя по фауне граптолитов, присутствуют нижний и средний отделы, сложенные километровой толщиной алевролитов и аргиллитов. На о. Котельном распространены известняки среднего и верхнего отделов с фауной брахиопод, мшанок и кораллов мощностью 1100—1300 м.

С и л у р. Отложения силура в основном распространены в тех же районах, что и ордовикские. В *хр. Тас-Хаяхтах* они залегают согласно и представлены доломитами и доломитизированными известняками с резко подчиненными прослоями мергелистых и глинистых сланцев мощностью от 2 до 3 км. Руководящая фауна граптолитов и кораллов позволяет выделить здесь все ярусы системы.

В бассейне среднего течения *р. Колымы* лландоверийский ярус сложен известково-глинистыми сланцами, известковистыми песчаниками и известняками мощностью 1,5—2 км, а венлокский — известняками мощностью от 100 до 600 м. Нижнелудловский ярус также представлен преимущественно карбонатными породами, но в верхней его части наряду с доломитами и красноцветными мергелями появляются песчаники и изредка конгломераты. Мощность яруса от 1000 до 1400 м. Верхний лудлов сложен рифогенными известняками мощностью 500—600 м.

В *Сетта-Дабане* силур имеет мощность 1300—1500 м, сложен темно-серыми и черными битуминозными известняками и доломитами с прослоями известково-глинистых сланцев и содержит обильную фауну кораллов и брахиопод.

Полные разрезы силура мощностью от 1,5 до 2,5 км, представленные в карбонатных морских литофациях с руководящей фауной всех ярусов, известны на о. Котельном и на Чукотском полуострове.

Д е в о н. Девонская система распространена в тех же районах, что и силурийская и, кроме того, значительные площади заняты ею на Омолонском массиве.

По периферии Колымского массива разрез начинается с нижнего отдела, обнаруживающего постепенные переходы к верхнему силуру. Представлен он толщиной мощностью 500—700 м, в составе которой участвуют преимущественно карбонатные породы, местами также песчаники с брахиоподами и панцирными рыбами. Эйфельский ярус сложен известняками, известково-глинистыми и глинистыми сланцами и имеет мощность от 200 до 800 м. В живетском ярусе наряду с морскими известняками находятся лагуновые осадки — пестроцветные мергелистые сланцы, известняковые осадочные брекчии, гипсы и ангидриты, местами мелкогалечные конгломераты. Мощность яруса от 200 до 600 м. Верхний девон с фауной франского (*Hypothyridina ex gr. cuboides, Theodossia tanaica*) и фаменского (*Cyrtospirifer archiaci, C. verneuili*) ярусов сложен преимущественно известняками, местами терригенно-карбонатными породами мощностью от нескольких сотен метров до 1—1,5 км. Полный разрез девона, близкий к описанному выше литофациально, но менее мощный (всего около 1250 м), развит в Сетта-Дабане.

В пределах *Омолонского массива* девон залегает с размывом на верхнем протерозое и ордовике [103]. В наиболее полных разрезах в его сложении участвуют все ярусы, а мощность достигает 2—3 км. Нижний отдел выражен терригенно-кремнистыми и карбонатными породами с горизонтами основных вулканитов, на котором располагается мощный преимущественно вулканогенный комплекс, сложенный в нижней части основными, а выше — кислыми вулканитами с прослоями известняков.

На *Новосибирском архипелаге* девон залегает на верхнем силуре с размывом. Нерасчлененные нижний и средний девон (около 1 км) сложены известняками и доломитами, франский ярус — известняками, аргиллитами, алевролитами и песчаниками мощностью до 3,5—4 км.

На *Чукотском полуострове* нижний девон отсутствует, а средний и верхний отделы мощностью до 2 км представлены преимущественно терригенно-карбонатными, местами карбонатно-вулканогенными толщами и лагунными осадками — доломитами, ангидритами и гипсами.

К а р б о н. Индивидуализированные каменноугольные отложения представлены только нижним отделом, который занимает небольшие площади, но известен во многих районах — в краевых поднятиях по периферии Колымского массива и на Омолонском массиве, в Северном Хараулахе и Сетта-Дабане, на

Чукотском полуострове, Новосибирском архипелаге и в других пунктах.

Местами отложения этого возраста залегают на девоне с размывом, но чаще согласно, и представлены терригенно-карбонатными толщами мощностью от нескольких сотен метров до 1000—1100 м; на Чукотском полуострове — в бассейне р. Пегтымель, мощность нижнего карбона достигает 3 км. На Омолонском массиве раннекаменноугольный возраст имеет верхняя часть терригенно-вулканогенной толщи, большая часть которой относится к девону. Разнообразная и местами очень обильная фауна позволяет в разных районах выделить среди этих отложений турнейский и визейский ярусы, а кое-где (например, на о. Котельном) и намюр.

Отложения верхнего и условно выделяемых нижнего и среднего карбона, известные в северной части Верхоянского хребта, входят в состав описываемого ниже верхоянского комплекса.

Пермь. Пермские отложения особенно широко развиты в западной части региона, которая иногда выделяется под наименованием Верхоянско-Колымской геосинклинали. Вместе с верхним карбоном, а также с триасом и нижней частью юры (по аален включительно), они формируют верхоянский комплекс, который всюду залегают на подстилающих породах с размывом и несогласием. Комплекс этот достигает большой мощности — до 11—13 км — и отличается большим однообразием: он сложен главным образом темно-серыми и черными песчаниками и сланцами, среди которых изредка встречаются тонкие, быстро выклинивающиеся прослой известняков. Верхоянский комплекс ближе всего стоит к грауввакковой формации, но иногда благодаря ритмическому чередованию прослоев разного гранулометрического состава имеет флишеидный характер. Следует отметить, что некоторые исследователи значительно расширяют возрастные рамки комплекса, включая в него верхнюю часть юры и ранний мел.

Стратиграфия пермской части верхоянского комплекса разработана еще недостаточно. В *Верхоянье* уверенно выделяются нижний и верхний отделы системы, но параллелизация их с соответствующими ярусами Русской платформы затруднительна в связи с тем, что на Северо-Востоке распространены почти исключительно морские отложения, содержащие главным образом брахиоподовую и пелециподовую фауну со многими эндемичными формами. Поэтому ряд исследователей Верхоянья выделяет в составе перми несколько свит с местными наименованиями, но другие геологи считают возможным, хотя и со значительной степенью условности, проводить такую параллелизацию.

Сакмарский ярус (650—900 м) содержит такие руководящие брахиоподы, как *Productus humboldti* и *Spiriferella borealis*. Наиболее широко распространенные артинские отложения мощностью от 1 до 2 км содержат *Productus verchoyanicus*, *Chonetes brama* и аммониты. В отложениях, которые с большой степенью

условности параллелизуются с кунгуром, содержатся брахиоподы, встречающиеся также в артинских отложениях, и пелециподы, по видовому составу близкие к казанским; мощность их от 700 до 1200 м. Границы казанского яруса четко намечаются по появлению многочисленных пелеципод из рода *Kolymia* и спириферид. Мощность казанских отложений колеблется в пределах от 800 до 2200 м. Татарский ярус мощностью 400—800 м содержит довольно богатый, но плохо еще изученный комплекс пелеципод, гастропод и брахиопод.

В центральной части Верхоянья верхняя часть перми сложена угленосным комплексом, состоящим из песчаников и сланцев с пластами каменного угля мощностью до 2 м. Общая мощность пермских отложений в Верхоянско-Колымской геосинклинали изменяется в пределах от 3,5 до 7,5 км.

К западу от Хараулаха пермские отложения известны в северной части *Лено-Анабарского междуречья*, где они вскрыты скважинами, а в некоторых пунктах обнажаются на поверхности. Представлены они переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с растительным детритусом, местами с тонкими прослойками угля и редкими остатками *Kolymia*. Видимая мощность отложений около 1 км.

Западнее, в *Хатангской впадине*, по данным бурения, мощность пермских отложений, в составе которых выделяются оба отдела, значительно больше: в южной части впадины она достигает 2 км и увеличивается при приближении к Таймыру.

Резко отличающийся разрез пермских отложений развит на *Омолонском массиве*. Здесь имеются осадки только верхнего отдела, очень богато охарактеризованные фауной. В составе отложений существенную роль играют известняки и известково-глинистые сланцы, а также разнообразные терригенные породы, в том числе туфогенные. Мощность их всего около 400 м. Близкий по своим особенностям разрез характерен и для *Колымского массива*.

На о. *Врангеля* пермские отложения представлены только нижним отделом и имеют мощность 2,5 км. Начинаются они базальными конгломератами мощностью до 100 м, выше которых следует толща известняков и доломитов с подчиненными прослоями разнообразных сланцев и песчаников.

Триас. Триасовые отложения на рассматриваемой территории распространены особенно широко, занимая не менее 30—35% всей ее поверхности. Они слагают громадную площадь в пределах Верхоянско-Колымской области, развиты в бассейне правобережья р. Колымы, на Омолонском массиве, в Чаунском районе и на Чукотском полуострове, на Новосибирском архипелаге и о. Врангеля, а также в Лено-Анабарской впадине.

На обширных пространствах Верхоянско-Колымской области — от низовьев р. Яны до верховьев Колымы и Охотского побережья — триас представлен преимущественно типичной для всего

верхоянского комплекса монотонной песчано-сланцевой толщей, нередко флишеидного типа. Однако наряду с породами темно-серой и черной окраски, характерными для нижней части комплекса, в триасовой его части появляются пестроцветные разности. Кроме того, отмечаются изменения и в литологическом составе пород: в разрезе, особенно в верхней его части, местами появляются мелкогалечные конгломераты, туфогенные песчаники и сланцы, туффиты. Очень богатая фауна аммонитов позволяет выделять не только все ярусы триаса, но для большей его части и более дробные подразделения, соответствующие фаунистическим зонам. В большинстве случаев триас залегает на верхней перми согласно, хотя местами между ними отмечается стратиграфическое несогласие.

Индский ярус, особенно широко развитый в верховьях Колымы, но выделенный также в других районах, имеет резко изменчивую мощность от первых сотен метров до 2,5 км и охарактеризован фауной ракообразных — *Estheria aequale* и аммонитов — *Otoceras*, *Ophiceras*, *Glyptophiceras*. Породы оленекского яруса ограничено распространены на северо-западном и юго-восточном флангах области и имеют мощность от 100 до 900 м. Среди типичных аммонитов этого яруса можно назвать *Columbites aff. spensis* и *Prosphingites czekanowskii*.

Анизийские отложения распространены более широко, чем нижнетриасовые, имеют мощность от 500 до 2000 м и содержат многочисленные аммониты из родов *Hungarites*, *Gymnotoceras*, *Parapropanoceras*. Отложения ладинского яруса мощностью от 200 до 1000 м развиты в тех же районах, что и анизийские. Характерный комплекс фауны включает аммониты *Neodalmatites* и *Monophyllites*, многочисленные виды пелеципод, брахиопод, а также наутилоидеи, белемниты и гастроподы.

Отложения верхнего триаса особенно широко распространены в бассейнах рек Яны и Индигирки. Карнийский ярус имеет мощность от 150—200 до 1500 м и содержит очень обильную фауну, среди которой находятся аммониты из родов *Sirenites*, *Trachyceras*, *Protrachyceras* и многочисленные виды пелеципод из рода *Halobia*. Мощность норийских отложений подвержена особенно резким колебаниям — от нескольких десятков метров до 3,5 км. Наиболее типичными фаунистическими остатками являются пелециподы из рода *Monotis*, особенно *Monotis ochotica* с многочисленными вариантами. Некоторые геологи уверенно выделяют в верхней части триаса песчано-сланцевые отложения рэта мощностью от нескольких сотен метров до 1,5 км (с фауной *Tancredia dittmari*, *Zeillera austriaca*, *Athyris cf. manzavini* и другими формами), однако есть и такие, которые значительно суживают его рамки или вообще отрицают наличие рэта в качестве четко выделяющегося яруса.

Триасовые отложения сходного литофациального облика занимают значительные площади в *Чаунском районе* и в восточных

частях *Чукотского полуострова*. Здесь выделяется ряд свит с местными наименованиями, причем к нижнему и среднему отделам относятся ограниченно распространенные песчано-сланцевые толщи с общей мощностью около 1 км, а широко распространенные осадки верхнего отдела достигают 3—3,5 км. Для разрезов характерны частая перемежаемость песчаников и сланцев, ритмичность отложений, наличие внутриформационных конгломератов. В тесной связи с триасом местами находятся и верхнепермские осадки, кое-где выделяющиеся в нижней части разрезов.

Почти такую же мощность имеют сходные литофациально отложения верхнего триаса в южной части о. Врангеля.

Существенно иной тип отложений характеризует *Омолонский* и *Колымский массивы*. Здесь развиты породы среднего и верхнего триаса с общей мощностью всего до 500 м, причем широко распространены только осадки норийского яруса. Кроме терригенных отложений, нередко встречаются карбонатные породы — известково-глинистые сланцы, а также разнообразные туфогенные породы.

Еще один литофациально резко отличающийся тип отложений развит на юго-западном и южном склонах *Западного* и *Восточного Верхоянья*. Здесь на пермских угленосных породах залегает дельтово-лагунный красноцветный комплекс нижнего триаса, сложенный песчано-глинистыми осадками мощностью от первых сотен метров до 1300 м. На северном склоне он замещается преимущественно сланцевыми отложениями с морской фауной. Средний триас в Восточном Верхоянье представлен исключительно песчаниками. На северном склоне широтного отрезка хребта они содержат морскую фауну и имеют мощность около 1000 м, а на юге — это континентальная толща мощностью всего 250—300 м. Верхний триас на юге не отделяется от лейаса, вместе с которым он образует единую толщу циклического строения мощностью от 350 до 1000 м. Эта «немая» толща сложена конгломератами и песчаниками, к которым местами присоединяются алевролиты.

Ю р а. Юрская система принадлежит к числу наиболее распространенных в рассматриваемой области. Наиболее широко развита и полно представлена она в верховьях рек Яны, Индигирки, Колымы и на Охотско-Колымском водоразделе. В других местах — в Верхоянском хребте и Предверхоянском прогибе, на Колымском и Омолонском массивах, на Чукотском полуострове и других районах юра обычно представлена неполными сериями осадков.

В пределах непрерывной полосы юрских отложений, протягивающихся от *низовьев р. Яны* до бассейна верхнего течения *р. Колымы*, выделяются все отделы. В восточной части полосы широко развиты отложения лейаса мощностью от нескольких сотен метров до 2 км, в большинстве случаев представленные типичными для верхоянского комплекса темными песчаниками и сланцами, к которым местами присоединяются обильные туфы. В разных пунктах в них обнаружены *Psiloceras*, *Arietites severti*, *Uptonia jamesoni*,

Amaltheus margaritatus и другая фауна, на основании которой среди этих отложений определяются все ярусы лейаса. Широко развиты и отложения аалена, мощностью до 1500—1800 м, которые здесь целиком относятся к средней юре. Литологически они сходны с нижележащими и содержат характерный фаунистический комплекс, включающий *Ludwigia convata* и *Inoceramus retrorsus*.

Во многих районах широко развиты среднеюрские отложения, которые благодаря многочисленным находкам иноцерамовой фауны (*Inoceramus retrorsus*, *I. subambiguus*, *I. formosulus* и др.) получили название «иноцерамовой юры». Некоторые исследователи видят в них непрерывный разрез доггера, выделяя ааленский, байосский и батский ярусы. Следует, однако, подчеркнуть, что руководящие формы аммонитов, находящиеся вместе с иноцеррами, позволяют уверенно выделять на Северо-Востоке отложения верхнего аалена (слои с *Ludwigia*), а затем только верхнего бата (слои с *Arctocephalites* и *Cranocephalites*), в то время как надежно охарактеризованные отложения байоса и нижнего бата здесь отсутствуют. Это обстоятельство вместе с некоторыми другими фактами заставляют предполагать наличие в это время значительного перерыва, хотя четкие его признаки в единой песчано-сланцевой толще и отсутствуют.

Верхнеюрские отложения занимают значительную площадь на правобережье р. Яны в ее нижнем течении. Сложены они песчаниками, туфами и конгломератами с ауцеллами и имеют мощность до 3,5 км. В восточной части региона верхняя юра представлена осадочно-вулканогенными толщами, иногда угленосными, мощностью от нескольких сотен метров до 2,5 км; в их составе часто принимают участие кислые и средние лавы и их туфы.

Резко отличающийся от охарактеризованного развит разрез на *Колымском массиве* — в северной части Алазейского плато. Здесь раннеюрский возраст имеет мощная, до 2,5—3,5 км, вулканогенная толща. Внизу она состоит из туфоконгломератов, шаровых лав основного и среднего состава и их туфов, которые выше сменяются средними и кислыми эффузивами, туфами с прослоями туффитов и разнообразных сланцев. Среднеюрские отложения находятся в неясных взаимоотношениях с нижнеюрскими, но между ними предполагаются перерыв и несогласие. Сложен доггер туфами и туффитами мощностью 1,5—2 км. Верхний отдел имеет мощность до 2,5 км и состоит из чередующихся в разрезе основных и средних лав, их туфов и туффитов. В южной части массива — в системе хр. Черского, распространены только эффузивно-туфовые верхнеюрские отложения.

В *бассейнах рек Омолон и Коркодон* известны отложения лейаса, состоящие из песчаников, сланцев и андезитовых туфов; песчаники и конгломераты аалена и, быть может, более верхних горизонтов средней юры; верхняя юра в большинстве мест представлена песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами, а в *бассейне р. Олой* — эффузивно-туфогенной толщей. Мощность каждого из

названных стратиграфических подразделений, разобщенных перерывами, доходит до нескольких сотен метров.

На *Чукотском полуострове* распространены песчаники и глинистые сланцы условно ранне-среднеюрского возраста, тесно связанные с поздним триасом. Второй — верхнеюрский — нижне-меловой комплекс песчано-глинистых отложений мощностью 1—1,5 км начинается базальными конгломератами и залегает на подстилающих отложениях с угловым несогласием.

Своеобразные особенности имеют юрские отложения *Предверхоанского прогиба*. Существенную роль они играют в строении Китчанского поднятия — на правом берегу Лены напротив впадения в нее Вилюя. В основании разреза залегает байлыкская серия, нижняя часть которой относится к верхнему триасу, а верхняя (около 750 м) — к лейасу. Юрская часть серии начинается маломощной толщей сахаровидных песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов, а выше идут аркозовые песчаники ранне-среднеюрского возраста. Верхнеюрские отложения, выделяемые под названием чечумской серии (около 900 м), сложены песчаниками с пачками часто переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников, содержащими отдельные пласти угля мощностью до 3 м.

Юрские отложения, более или менее легко сопоставимые с охарактеризованными, протягиваются в виде узкой полосы в предгорьях Верхоянского хребта к северу и востоку от Китчанского поднятия. И всюду выявляется двучленное строение юрских отложений: нижняя их часть, принадлежащая верхоянскому комплексу, сложена морскими осадками, а верхняя относится к угленосному комплексу, выполняющему Предверхоанский краевой прогиб.

Во внешней зоне прогиба характер юрского разреза резко меняется. Отложения этого возраста протягиваются в виде широкой полосы от бассейна р. Линди на юге, где они сливаются с отложениями Вилюйской синеклизы, до низовьев Лены. На различных отложениях — от триаса до кембрия — здесь залегает средний лейас с пелециподами *Harpa*. Сложен он песками с прослоями известковистых песчаников, алевролитов и глин (на севере разрез в основном сложен глинами) мощностью около 150 м. Верхний лейас, содержащий пелециподы *Leda*, имеет сходный песчано-глинистый состав и мощность от 70—80 до 200—250 м.

Выше залегают морские отложения «иноцерамовой юры», сложенные песками или глинами мощностью от нескольких десятков метров до 150 м. Возраст этих отложений датируется как аален-байосский, хотя руководящей байосской фауны здесь, как и в других районах Северо-Востока, не обнаружено. В нижнем течении Лены выделяются и более верхние горизонты средней юры, содержащие верхнебатские аммониты — *Arctocephalites* и *Cranocephalites*. Мощность этих отложений достигает 150—200 м.

Верхний отдел в низовьях Лены сложен песчаниками и песками мощностью около 50 м, а южнее — в районе Жиганска — песчано-глинистыми осадками: угленосными внизу, а выше — морскими, общей мощностью около 200 м.

Полоса юрских отложений Предверхоанского прогиба, как это хорошо видно на геологической карте, огибает северо-восточный выступ Сибирской платформы и непрерывно прослеживается в Лено-Анабарскую впадину, где развиты песчано-глинистые морские осадки, легко сопоставляющиеся с описанными выше.

М е л. Нижний и верхний отделы системы представлены морскими и континентальными образованиями, в составе которых большая роль места принадлежит вулканогенным породам.

Морские отложения нижнего мела известны в восточной части области — в бассейнах *Большого* и *Малого Анюя* и в *Чаунском районе*, где они представлены километровой толщей конгломератов, песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов и туфобрекчий с валанжинскими ауцеллами — *Aucella keyserlingi*, *A. cf. crassa*, *A. aff. inflata*.

На *Чукотке*, кроме морского комплекса верхнеюрских — нижнемеловых отложений, о котором говорилось ранее, известны терригенные угленосные осадки с фауной апта и альба. Кроме того, здесь весьма широко развит мощный вулканогенный комплекс, имеющий широкий возрастной интервал — от раннего мела до неогена. К нижнему мелу относят вулканогенно-терригенную толщу, начинающуюся базальными конгломератами. Состав ее довольно пестрый — это песчаники, гравелиты и сланцы, туфо-конгломераты и туфы, разнообразные по составу лавы, преимущественно среднего состава. Мощность толщи от 600 до 1200 м. В ней обнаружена флора плохой сохранности, которая и дает основание условно датировать ее раннемеловой возраст. Залегающая выше с несогласием эффузивная толща содержит растительные остатки верхнего мела и имеет мощность более 1 км. Сложена она лавами и туфами разного состава — от основных до кислых, но преобладают липариты и липарито-дациты; в основании ее местами залегают маломощные конгломераты.

Среди континентальных отложений нижнего мела наиболее хорошо изучена зырянская серия, занимающая значительную площадь в южной части Колымского массива. В составе этой серии общей мощностью до 5—6 км выделяется ряд свит (две из них являются угленосными) с местными наименованиями. Сложена она обычным комплексом угленосных континентальных образований — песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов и многочисленными пластами угля, в том числе рабочей мощности. Во всех свитах содержатся многочисленные растительные остатки. На размытой поверхности нижнего мела залегают континентальные отложения датского яруса, сложенные 400-метровой толщей конгломератов, песчаников, сланцев и туффитов.

Вдоль побережья Охотского моря прослеживается почти непрерывная полоса вулканогенных пород, которые отсюда протягиваются в бассейн Анадыря и далее на Чукотку, образуя *Охотско-Чукотский краевой вулканический пояс*. В составе его участвуют образования нижнего и верхнего мела. К нижнему мелу относится толща андезитов, андезит-дацитов и подчиненных им базальтов, в сопровождении туфов соответствующего состава, туфо-конгломератов, туфобрекчий и туфопесчаников. В ней содержатся прослой глинистых и углистых сланцев с флорой. Мощность толщи от нескольких сотен метров до 2 км.

Верхний мел обычно находится в неясных соотношениях с нижним, но местами между ними отмечается несогласие. В его составе главная роль принадлежит кислым эффузивам, их туфам и разнообразным туфогенным породам. Реже встречаются вулканогенные образования среднего состава, а также пачки песчано-глинистых континентальных пород с фаунистическими остатками. Мощность толщи от 450 до 1300 м, но в некоторых местах, возможно, значительно больше.

Отдельную структурно-фациальную зону со своеобразным типом отложений представлял собой в меловой период *Предверхоанский краевой прогиб*. Нижний мел везде представлен терригенной угленосной толщей, и только на севере — в низовьях Лены — известны морские осадки, содержащие валанжинские ауцеллы и аммониты. В приплатформенной части прогиба распространены пески и рыхлые песчаники с прослоями глин, стяжениями сидеритов и пластами бурых углей, общей мощностью толщ в несколько сотен метров. В ней обнаружены растения и пресноводные пелециподы и гастроподы. Угленосные отложения внутренней (*Приверхоанской*) части прогиба включают отложения всех ярусов; они отличаются наличием плотно сцементированных песчаников и метаморфизованных углей, а главное — значительно большими мощностями, достигающими 2,5—3 км, а в отдельных пунктах даже 5 км.

Верхнемеловые отложения в прогибе развиты ограниченно и сложены косослоистыми песками с линзами глин общей мощностью в несколько сотен метров. В них имеются обломки стволов деревьев, превращенные в лигниты, а также многочисленные остатки хвойных и покрытосеменных растений.

Из Предверхоанского прогиба меловые отложения в виде непрерывной полосы прослеживаются в Лено-Анабарском междуречье, где они выполняют сходный по строению прогиб. В нем отмечаются такие же изменения характера разрезов приплатформенной и внутренней (прибрежной) частей, а главные отличия заключаются в том, что морские отложения слагают не только валанжинский, но и готеривский ярусы, а местами и верхи отдела. Очень широко распространены также угленосные терригенные отложения, в которых выделяется ряд свит с местными наименованиями.

Верхний мел образует единую толщу с нижним и представлен континентальными осадками, возраст которых условно датируется как сеноман.

Палеоген и неоген. Отложения этого возраста развиты ограниченно и сложены наземными вулканогенными и угленосными толщами мощностью до нескольких сотен метров. Относительно более широко распространены вулканогенно-терригенные породы палеогена, образующие разобщенные поля, главным образом в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Для этих толщ характерны многочисленные несогласия (особенно четкие в основании палеогена, а также между палеоценом и эоценом), развитие конгломератов и частая смена состава эффузивов. Начиная со второй половины миоцена повсеместно накапливались терригенные, местами угленосные осадки, для которых очень типично ритмическое строение [77].

Антропоген. В северо-западной части региона огромная площадь покрыта отложениями антропогена, достаточно широко развитыми и в других районах. Представлены они образованиями различных генетических типов: морскими, озерными и речными, ледниковыми. По литологическому составу среди них отмечаются глины, пески и галечно-песчаные отложения, валунные глины и суглинки, скопления эрратических валунов и т. д.

Магматизм

Среди магматических образований абсолютно преобладают эффузивные и интрузивные породы мезозойского возраста, а палеозойские и особенно докембрийские проявлены совсем слабо.

Выделяются два докембрийских комплекса. Первый из них включает небольшие межпластовые тела амфиболитов и габбро-амфиболитов, а также дайки серпентинизированных ультраосновных пород. Второй представлен мелкими телами гнейсовидных гранитоидов, сопровождающихся редкометалльными и слюдоносными пегматитами. Породы эти известны на Колымском, Омолонском и Охотском массивах, а также на Чукотке.

В палеозое главные всплески магматической активности падают на кембрий и девон, когда происходили извержения средних и основных лав и их пирокластов, сопровождавшиеся внедрением небольших интрузивных тел основного состава, иногда с повышенной щелочностью. Магматические породы этого возраста известны в Сетта-Дабане, в краевых поднятиях Колымского массива и в Омолонском массиве. В двух последних районах слабая вулканическая деятельность происходила и в конце палеозоя, в результате чего в составе верхнепермских отложений участвуют туфогенные породы, а иногда и эффузивы среднего состава. К верхнему палеозою относят сложный интрузивный комплекс северо-западной окраины Колымского массива. Здесь обнажается ряд небольших тел концентрически-зонального строения, в сложении

которых участвуют пироксениты, горнблендиты, габбро, диориты, монзониты, сиениты и щелочные граниты. Комплекс этот считается допозднепермским совершенно условно; значения абсолютного возраста, находящиеся в пределах 200—212 млн. лет, свидетельствуют о том, что он может оказаться более молодым — раннемезозойским.

В Сетта-Дабане широко развиты интрузивные залежи и особенно дайки диабазов и габбро-диабазов, которые обычно связывают с трапповой формацией. Серии даек обычно приурочены к крупным разломам. Считается, что большая их часть внедрилась в конце перми — раннем триасе, однако имеются данные как о более древнем (девонском), так и молодом возрасте некоторых из них.

Первая половина мезозоя по характеру магматических проявлений сходна с поздним палеозоем: на большой территории в составе триаса — средней юры участвуют только туфогенные породы. Иная картина наблюдается на Колымском массиве: по его периферии уже в триасе происходили эпизодические излияния средних лав из отдельных вулканов, а начиная с лейаса непрерывно происходила напряженная вулканическая деятельность с преимущественным извержением андезитовых и дацитовых лав и их пирокластов.

В поздней юре бурная вулканическая деятельность охватывала центральные и восточные районы Северо-Востока и, все нарастая, продолжалась до конца мезозоя. Позднеюрские извержения лав и пирокластов происходили в подводных условиях и имели средний и кислый состав с увеличением роли кислых пород к концу эпохи. Наряду с покровными излияниями в это время образовались и многочисленные субвулканические тела такого же состава в форме некков, даек, лакколитов и небольших штоков.

В раннемеловую эпоху (начиная с апта) вулканическая деятельность достигла наибольшей интенсивности в Охотско-Чукотском поясе, а во внутренних районах рассматриваемой области имела скромные масштабы. Извержения всюду происходили в наземных условиях и имели андезитовый, в небольшой мере более основной или же липаритовый состав. Для многих районов отмечается довольно строго выдерживающаяся эволюция — от основных и средних к кислым, а затем снова к средним вулканикам. Близкая картина в отношении пространственного распределения центров вулканической деятельности наблюдается и в позднем мелу, но состав вулкаников изменяется: вначале существенное значение имеют дациты, которые к концу эпохи постепенно уступают место липаритам и отчасти щелочным липаритам; решающая роль при этом принадлежит игнимбрикам, занимающим огромные площади [107]. Уместно подчеркнуть грандиозность вулканических извержений мелового периода в целом, не идущую ни в какое сравнение с вулканизмом любого

другого отрезка геологического времени в истории Северо-Востока.

В тесной связи с эффузивной деятельностью находятся интрузивные проявления. Наиболее ранние из них относятся к так называемой «добатолитовой» формации малых интрузий, выделенной Ю. А. Билибиным. Огромный пояс малых интрузий, протягивающийся вдоль юго-западного края Колымского массива на расстояние свыше 1000 км включает многие десятки крупных полей, в каждом из которых заключены сотни больших и малых даек. По мнению некоторых исследователей, в этом поясе находится несколько разновозрастных групп интрузий — от позднерурских, неразрывно связанных с вулканогенными образованиями, до раннемеловых, ассоциирующих с разными группами гранитоидных массивов. По составу среди даек резко преобладают диорит-порфириты, с отклонением, с одной стороны, к габбро-порфиритам, а с другой — к гранит-порфирам.

Наряду с эффузивами во второй половине мезозоя получили массовое развитие интрузивы гранитоидного состава. Относительно более ранние из них и наиболее широко распространенные получили название колымских гранитов. Массивы их имеют разную форму и величину (наиболее крупные достигают 1500—2000 км²) и концентрируются в виде огромных поясов, протягивающихся на 1000 км и более. Многие интрузивы имеют многофазное строение и состав, изменяющийся от гранодиоритов до аляскитовых гранитов. По мнению ряда геологов, подавляющая масса колымских гранитов (если не все они) сформирована в раннем мелу, что находит подтверждение в определениях абсолютного возраста нескольких массивов на Чукотке и в других районах, дающих цифры от 120 до 100 млн. лет. Однако другие исследователи считают, что наиболее ранние фазы внедрения колымских гранитов относятся к поздней юре, а на Чукотке они датируются даже как ранне-среднеюрские.

Четко доказанный геологическими данными раннемеловой возраст имеют гранодиориты охотского комплекса, которые тесно связаны с нижнемеловыми эффузивами и образуют с ними единую андезит-гранодиоритовую вулканоплутоническую формацию [19]. Они распространены главным образом в краевом вулканическом поясе, но известны и за его пределами. Интрузивы имеют сложное многофазное строение, с более ранним внедрением небольших масс габбрового и диоритового состава, затем в главную фазу — гранодиоритов и, наконец, субщелочных гранитов. Некоторые из крупных массивов, например Прибрежный батолит, формировались на протяжении десятков миллионов лет — от конца юры до начала позднего мела [52].

Позднемеловые интрузивные породы (омсукчанский комплекс и другие) представлены небольшими гипабиссальными массивами гранит-порфиров трещинного типа, нередко связанных взаимопереходами с вулканическими фациями и образующими вместе

липарит-гранитную вулканоплутоническую формацию. Иногда массивы бывают многофазными, и тогда в их составе участвуют субщелочные и щелочные граниты; в других случаях к ним присоединяются более основные породы гибридного происхождения. На Омолонском массиве позднемеловой — палеогеновый возраст имеет очень своеобразный комплекс небольших интрузивных тел тешинитов, эссекситов, трахидолеритов и щелочных сиенитов.

Н а ч а л о к а й н о з о й с к о й э р ы характеризуется продолжением энергичной вулканической деятельности в пределах вулканического пояса, но состав лав резко изменился: в палеогене происходили трещинные излияния почти исключительно базальтов и андезито-базальтов. В тесной связи с ними находятся гипабиссальные и субвулканические тела основного и среднего состава и небольшие массивы редко встречающихся гранитоидов.

В а н т р о п о г е н е магматическая деятельность почти угасла: только в отдельных пунктах известны скопления кислых пеплов и небольшие покровы преимущественно основных лав, связанных с извержениями вулканов Балаган-Тас (в южной части Колымского массива) и Анойского.

Тектоника

Область мезозойской складчатости отделена от Сибирской платформы Предверхоанским краевым прогибом, а от кайнозойских складчатых сооружений Охотско-Чукотским краевым вулканическим поясом; оба эти специфические структурные элемента будут охарактеризованы после рассмотрения структуры самих мезозоид.

Большую роль в строении Северо-Востока играют срединные массивы — Колымский, занимающий в рассматриваемой области центральное положение, и менее крупные — Охотский, Омолонский и Тайгоносский. Некоторые геологи полагают, что первый из них был наиболее стабильным в своих очертаниях, тогда как остальные в процессе развития геосинклинальной зоны постепенно разрушались; это дает им основание относить к категории типичных срединных массивов только Колымский, а другие выделить в отдельную группу «остаточных массивов».

Наиболее сложное строение имеет *Колымский массив*. Его складчатое основание образовано породами докембрия, а по периферии — нижним и средним палеозоем. Во внутренней части массива фундамент скрыт под чехлом слабо дислоцированных отложений верхнего палеозоя и более молодыми, а по периферии выходит на поверхность, образуя ряд краевых поднятий. Крупные поднятия, четко выраженные на геологической карте — это Полоусненское на севере, Тас-Хаяхтахское и хр. Черского — на юго-западе и Приколымское — на востоке. Все они обладают складчато-глыбовым строением и осложнены по краям крупными разрывными нарушениями, отделяющими их как от прилежащих

структур геосинклинальной области, так и от внутренних частей массива; некоторые из них, по-видимому, имеют характер глубинных разломов [117]. Наиболее интенсивная складчатость отмечается в породах докембрия, тогда как палеозойские отложения образуют системы более пологих складок, осложненных продольными и поперечными разрывными нарушениями (рис. 98).

Значительная площадь Колымского массива покрыта отложениями антропогена, но в центральной его части обнажаются палеозойские и мезозойские породы, слагающие Алазейский выступ. Как уже отмечалось, эти отложения резко отличаются

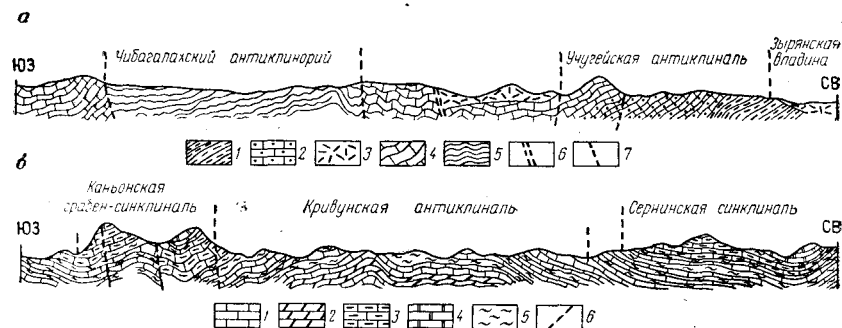


Рис. 98. Геологические разрезы через краевые поднятия Колымского массива (по Н. А. Богданову).

а — хр. Тас-Хайхтах: 1 — нижний ордовик; 2 — средний и верхний ордовик; 3 — средний триас и верхняя юра; 4 — силур, 5 — девон, 6 — разломы глубинного заложения, 7 — разломы; б — Омудевские горы: 1 — известняки ордовика, 2 — мергели, 3 — массивные доломиты силура, 4 — доломиты, 5 — глинистые сланцы, 6 — разломы

литофациями и мощностями от соответствующих по возрасту образований других участков геосинклинальной области, подчеркивая тем самым особый геотектонический режим во время их формирования; дислокации в них обычно очень слабые. Такой же характер имеют пермские и более молодые отложения, кое-где сохранившиеся в пределах краевых поднятий.

Омолонский и близкий к нему по строению Тайгоносский массивы разбиты многочисленными разломами на ряд блоков, в которых на поверхность местами выходит сложно складчатый докембрий и средний палеозой, который смят в сравнительно широкие и пологие складки; пермские и более молодые породы залегают почти горизонтально.

Любопытные особенности строения имеет Охотский массив. Внутренняя его часть, где на поверхности обнажается докембрий; похожа на другие «остаточные массивы». По периферии же массива довольно крупные участки с пологим залеганием пород верхоянского комплекса чередуются с участками, где эти породы интенсивно дислоцированы. В результате структура здесь имеет

сложный «петельчато-мозаичный» характер: в ней через породы верхоянского комплекса как бы «просвечивает» структура неглубоко погруженного жесткого основания массива.

Территория, располагающаяся к западу от Колымского массива и называемая многими исследователями Верхоянско-Колымской складчатой зоной, обладает очень сложным строением. В ней выделяется два крупнейших структурных элемента — Верхоянская антиклинориевая (на западе) и Яно-Колымская синклинориевая зоны.

В состав Верхоянской антиклинориевой зоны входит круто изогнутый в плане Западнорычанский мегантиклинорий, северная часть которого, охватывающая хребты Орулган и Хараулах,

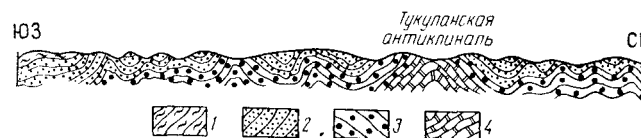


Рис. 99. Разрез южного крыла Западнорычанского антиклинория по р. Тукулан (по А. В. Вихеру и А. С. Каширцеву).

1 — алевролиты и аргиллиты нижней перми; 2 — песчаники, алевролиты и аргиллиты; 3 — частое чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов; 4 — песчаники, алевролиты и аргиллиты триаса

обычно выделяется в качестве самостоятельного Орулганского антиклинория. На юго-востоке Западнорычанский мегантиклинорий граничит с Сетта-Дабанским антиклинорием, от которого он отделен разломом.

Западнорычанский мегантиклинорий сложен в центральной части пермскими отложениями, к которым местами присоединяются нижнетриасовые. Они смяты в систему линейных антиклиналей и синклиналей, протягивающихся на десятки километров. Складки обычно асимметричные, но в общем достаточно спокойные и нередко относятся к типу коробчатых (рис. 99). Местами они осложнены мелкой дополнительной складчатостью. В плане складки образуют системы кулисообразно расположенных пучков. Общий характер складчатой структуры антиклинория в его юго-восточной части иллюстрируется тектонической схемой (рис. 100). На севере Западнорычанский мегантиклинорий резко погружается и отделен от Орулганского антиклинория поперечным синклиналильным перегибом.

Внутреннее строение Орулганского антиклинория в общих чертах сходно с Западнорычанским, характеризуясь еще большей простотой складчатой структуры. Существенную роль в его строении играют крупные поперечные поднятия и впадины, особенно четко выраженные на западном крыле и в своде антиклинория [51]. В северной части Хараулаха антиклинорий состоит

из нескольких антиклинорий и синклинорий второго порядка. Из них особого упоминания заслуживает Быковский антиклинорий, сложенный среднепалеозойскими отложениями и разбитый разломами на ряд тектонических блоков. Складчатая его структура довольно простая, углы наклона крыльев местами составляют всего около 15° .

Сетта-Дабанский антиклинорий сложен отложениями нижнего и среднего палеозоя и по особенностям строения напоминает

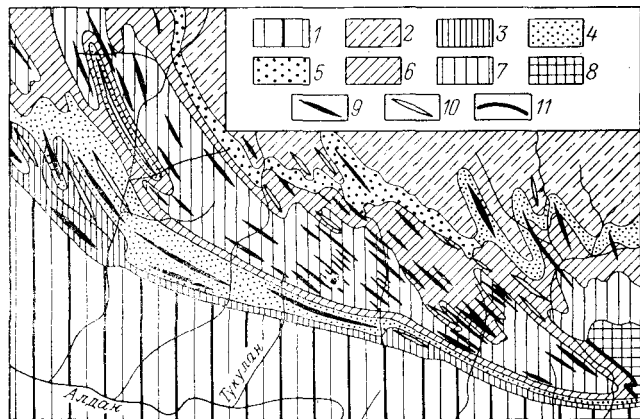


Рис. 100. Геолого-структурная карта восточной части Западноверхооянского антиклинория (по А. В. Вихерту).

1 — Предверхооянский краевой прогиб; 2 — Янская синклинальная зона; 3 — преимущественно триас, частью юра — зона коробчатой складчатости и моноклинали; 4 — верхняя пермь — зона упрощенной линейной складчатости на юго-западе, а на северо-востоке — периферические складки; 5 — верхняя пермь — северо-восточное крыло антиклинория; 6 — верхняя и нижняя пермь (на юго-западе зона мелкой складчатости); 7 — нижняя пермь — зона сложной линейной складчатости; 8 — средний палеозой Сетта-Дабанского антиклинория; 9 — антиклинали; 10 — синклинали; 11 — разломы

краевые поднятия Колымского массива. В схеме это такой же горст-антиклинорий, отделенный в северной своей части системами разломов от прилежащих частей Предверхооянского прогиба и Южноверхооянского синклинория (рис. 101). На юге он представляет собой ступенчатую моноклиналичную структуру, расчлененную разломами на ряд пластин.

Между Верхооянской антиклинориевой зоной и Колымским массивом располагается огромная Яно-Колымская синклинориевая зона (мегасинклинорий), в строении которой принимают участие главным образом отложения триаса и юры. Наиболее прогнутая ее часть, примыкающая к Колымскому массиву и выполненная особенно мощными осадками юры, называется Инъяли-Дебинским синклинорием. Синклинорий этот протягивается на расстоянии свыше 1300 км. Слагающие его породы смяты в сложную сис-

тему сильно сжатых линейных складок разного масштаба, нередко опрокинутых и осложненных разрывными нарушениями.

Следующая к западу структура называется Янской синклинориевой зоной. На юго-востоке она расщепляется на две ветви, одна из которых располагается между Охотским массивом и Сетта-Дабанским антиклинорием (Южноверхооянский синклинорий), а вторая — между Колымским и Охотским массивами (Верхнеиндигирский синклинорий). Триасовые отложения, в основном выполняющие зону, смяты в крупные прямые и довольно пологие складки, а местами отмечаются участки, где породы дислоцированы совсем слабо, в результате чего структура в целом имеет плосковолнистый характер. Для Верхнеиндигирского синклинория характерно сочетание вытянутых или изометричных антиклиналей с плоскими сводами и узких щелевидных синклиналей [45]. В Южноверхооянском синклинории многие крупные складки имеют брахиформный характер, но наряду с ними отмечается более интенсивная складчатость.

Янская синклинориевая зона осложнена рядом антиклинальных поднятий (Аян-Урахское и др.), в строении которых наряду с нижними горизонтами триаса участвует пермь. Поднятия эти в свою очередь осложнены серией антиклиналей и синклиналей, которые иногда бывают довольно крутыми, но чаще занимают промежуточное положение между линейными и брахиформными складками.

Северная часть Янского синклинория осложнена Ольджойской впадиной, выполненной юрскими отложениями. Система пологих и брахиформных складок впадины вместе со складками прилежащих частей синклинория как бы обтекает с северо-запада Колымский массив. Севернее обе эти структуры замаскированы отложениями антропогена, широко развитыми на побережье.

Еще два прогиба, сформированных во второй половине нижнего мезозоя, располагаются между массивами — Колымским и Омолонским (Приомолонский), Омолонским и Тайгоносским (Гижигинский). Оба прогиба осложнены пологими брахиформными складками и многочисленными разломами. Следует при этом отметить, что палеозойские отложения Омолонского массива и выступов основания Приомолонского прогиба очень сходны, и поэтому можно думать, что в палеозое они представляли собой единое целое, вероятно, вместе с Тайгоносским массивом.

Продолжение структур Верхооянско-Колымской складчатой области, по-видимому, наблюдается на Новосибирских островах, строение которых изучено еще очень слабо. Палеозойские породы, особенно широко распространенные на о. Котельном, образуют антиклинорий субмеридионального простираения, осложненный складками второго и более высоких порядков и разрывными нарушениями. Мезозойские отложения здесь, так же как на о. Большом Ляховском и других островах, тоже смяты в складки и разбиты разломами.

Своеобразными структурными элементами являются наложенные впадины — *Зырянская, Олойская, Моланджинская, Омукчанская* и ряд более мелких. Они выполнены верхнеюрскими и меловыми отложениями и располагаются в пределах Колымского и Омолонского массивов и Приомолонского прогиба. Почти все они представляют собой глубокие грабенообразные структуры, нередко осложненные во внутренних частях многочисленными разломами. Выполняющие их отложения смяты в крупные, широкие и пологие складки, нередко брахиформные, с падением в крыльях в 10—15°, редко больше.

Северо-восточная часть края занята плохо еще изученной Анюйско-Чукотской ветвью мезозойской складчатости, которая отделяется от описанных структур Олойской впадиной. Некоторые исследователи считают эту ветвь самостоятельным структурным элементом. В составе ее выделяются Анюйская антиклинальная зона и Восточнчукотский антиклинорий [97].

Центральная часть *Анюйской антиклинальной зоны* занимает Анюйский антиклинорий. Его ядро сложено слабо дислоцированными отложениями палеозоя, а крылья — триас-лейасовыми флишеидными толщами, смятыми в очень сложную систему дополнительных складок, осложняющих более крупные коробчатые горст-антиклинории. С северо-востока и юго-запада Анюйский антиклинорий ограничен двумя очень пологими впадинами, выполненными нижним мелом и сопряженными с крупными разломами.

В *Восточнчукотском антиклинории* породы верхней части верхоянского комплекса смяты в крупные линейные складки северо-западного простирания с падениями в крыльях до 60° и осложнены разломами. В Чукотском и Куульском поднятиях, представляющих собой ядерные части антиклинория, на поверхности обнажаются очень сложно дислоцированный докембрий и палеозойские отложения, смятые в крупные простые складки, нередко коробчатой формы.

По-видимому, тесно связана с описываемой областью структура *о. Врангеля*, которая представляется в виде антиклинория широтного простирания, осложненного складками более высоких порядков. В ядре его обнажается нижний палеозой, крылья сложены отложениями перми и триаса. Особенно сложные дислокации характеризуют ядро антиклинория, где отмечается система опрокинутых на север складок, осложненных разломами.

Обратимся теперь к краевым структурам Верхоянско-Чукотской области.

Предверхоанский краевой прогиб в продольном направлении подразделяется на три впадины: Алданскую, Ленскую и Лено-Анабарскую. Южная из них — Алданская — протягивается в широтном направлении от устья Вилюя до Сетта-Дабана, Ленская простирается меридионально от Вилюя до дельты Лены, а Лено-Анабарская снова имеет широтную ориентировку и прослежи-

вается от низовьев Лены почти до Хатангского залива. Впадины эти частично разобщены Китчанским поднятием и Хараулахским выступом палеозойского основания прогиба.

Как и в других аналогичных структурах, в Предверхоанском прогибе четко выделяются два различно построенных крыла: внешнее (платформенное) и внутреннее. Во внешнем крыле породы всюду имеют спокойное моноклинальное залегание с падениями в сторону осевой части прогиба под углами, не превышающими 1,5—2°. Лишь местами отмечаются осложнения в виде отдельных пологих поднятий и небольших разрывных нарушений. В осевой части Алданской впадины прослеживается цепочка небольших

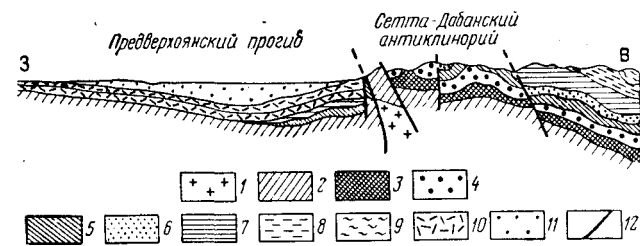


Рис. 101. Соотношение Сетта-Дабанского антиклинория с Предверхоанским прогибом и Южноверхоанским синклинорием (по Ю. М. Пуцаровскому).

1 — докембрий; 2 — кембрий; 3 — кембрий и ордовик нерасчлененные; 4 — ордовик; 5 — силур; 6 — девон и карбон нерасчлененные; 7 — нижняя пермь; 8 — верхняя пермь; 9 — триас; 10 — юра; 11 — нижний мел, 12 — разломы

антиклиналей, как бы намечающих границу между внешним и внутренним крылом. Внутреннее крыло характеризуется развитием резко выраженных, часто линейных складок, асимметричных и нередко опрокинутых в сторону платформ. Простирание их находится в полном соответствии с конфигурацией Верхоянской антиклинориевой зоны. По направлению к осевой части прогиба интенсивность складчатых дислокаций постепенно уменьшается.

Китчанское поднятие, разделяющее Алданскую и Ленскую впадины, представляет собой приподнятый участок внутренней зоны прогиба, где на поверхности обнажаются отложения нижнего мезозоя, смятые в крупные удлиненные складки северо-западного простирания, иногда осложненные разломами. Интенсивность дислокаций в пределах поднятия также нарастает в сторону Верхоянского хребта (рис. 102).

Кембрийские отложения Хараулахского выступа образуют две крупные антиклинали с падениями в крыльях от 20 до 50°, разделенные синклиналью, выполненной пермскими и мезозойскими отложениями. Все они осложнены более мелкими дополнительными складками и разбиты многочисленными разломами, благодаря чему поднятие в целом представляет собой систему

различно приподнятых блоков. Следует при этом отметить, что многие геологи рассматривают Хараулахское поднятие как краевой антиклинорий мезозойских складчатых сооружений.

Вторая пограничная структура — *Охотско-Чукотский краевой вулканический пояс* — состоит из нескольких довольно резко «изло-

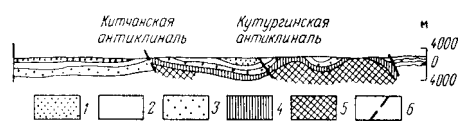


Рис. 102. Профиль Китчано-Буролахской зоны складок (по Г. В. Бархатову).

1 — нижний мел; 2 — верхняя юра; 3 — юра нерасчлененная; 4 — нижняя юра — триас; 5 — триас; 6 — разломы

манных», в плане отрезков, всюду срезающих мезозойские структуры. Этот пояс, протягивающийся на расстояние около 3000 км, ширина которого изменяется от 100 до 300 км, связан с системой грандиозных разломов, возникших на границе мезозойских и кайнозойских геосинклинальных складчатых сооружений. Почти на



Рис. 103. Схематический разрез вулканического пояса в бассейне р. Анадыря (по В. Ф. Белому).

1 — Яблонский массив; 2 — складчатый пояс мезозойских; 3 — складчатый геосинклинальный комплекс (J₂—K₂) внутренней зоны Анадырско-Корякской системы. Меловые и палеогеновые формации внешней зоны Анадырско-Корякской системы и Охотско-Чукотского пояса (4—10); 4 — терригенные вулканомиктовые геосинклинальные формации нижнего мела; 5 — формация «зеленых туфов» готерив — барремского возраста; 6 — осадочные орогенные формации верхнего мела; 7 — андезитовая и базальтовая формации неразделенные апт-альбского возраста; 8 — верхнемеловая андезитовая формация; 9 — верхнемеловая игнибритовая формация; 10 — базальтовая формация палеоцена; 11 — интрузивы охотских гранитоидов; 12 — палеогеновые кварцевые сиениты и граносиениты; 13 — зона глубинного разлома на границе между Чукотской и Анадырско-Корякской системами; 14 — разломы

всем протяжении в нем четко выделяются внешняя и внутренняя (прилежащая к кайнозойским складчатым сооружениям) зоны, разделенные широкой зоной разломов (рис. 103). Внешняя зона, где преимущественно развиты вулканы апта — турона, они лишь слабо покороблены и обычно образуют моноклинали с падением на юго-восток под углом 5—10°. На фоне этих моноклиналей местами отмечаются грабены и горсты, а также развиваются изометрические отрицательные вулканоструктуры в виде своеобразных мульд с крутым залеганием лавовых пластов по периферии и почти горизонтальным — в центре [20]. Во внутренней зоне эти

породы образуют систему брахиформных складок с углами падения в крыльях до 30°, тогда как более молодые вулканы залегают очень полого и лишь местами осложнены локальными складчатыми дислокациями. Для всего пояса в целом весьма характерно широкое развитие разломов, в том числе очень крупных, длина которых нередко измеряется сотнями километров.

Полезные ископаемые

Северо-Восток принадлежит к числу важнейших рудных провинций, профилирующими металлами здесь являются золото, олово и вольфрам; свинец, цинк и серебро, молибден, мышьяк и сурьма, ртуть и некоторые другие элементы имеют подчиненное значение.

Важнейшая закономерность пространственного размещения месторождений заключается в том, что они образуют четко выраженные пояса, нередко протягивающиеся на многие сотни километров и связанные с определенными элементами структуры. Так, основная масса коренных и россыпных месторождений золота сосредоточена в Главном, или Яно-Колымском, золотоносном поясе, протягивающемся на значительное расстояние. Он совпадает с поясом малых интрузий «добатолитовой» формации, с которыми золоторудные месторождения связаны парагенетически. Кроме того, выделяется еще несколько поясов — Охотский, Аллах-Юньский, Аняюско-Чаунский и ряд золотоносных районов.

Месторождения золота принадлежат к золото-кварцевой формации, редко с сульфидами, среди которых только антимонит иногда достигает промышленных концентраций (Малтанское и Крохалинское месторождения). Кварцевые жилы разной величины и формы залегают в дайках (Утинское, Штурмовское месторождения), образуют кварцевожилные месторождения в осадочных породах (Родионовское) или сложные зоны прожилков и штокверки (Наталкинское, Омчакское месторождения). При разрушении подобных же рудопроявлений были сформированы золотые россыпи. Оловянные и олово-вольфрамовые месторождения также концентрируются в Верхоянско-Колымской области и в Чукотской складчатой области в протяженные пояса и рудные узлы. Выделяется несколько генетических типов месторождений: пегматитовые (Приискательское, Такылкан), скарновые (Каньонское, Арангасское), гидротермально-пневматолитовые (Чалбинское, Бутугасское, Полярное) и особенно многочисленная группа гидротермальных месторождений касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формаций (Депутатское, Эге-Хая, Лазовское, Алыс-Хая, Валькумей, Бургавли и др.). Некоторые из месторождений последней группы содержат мышьяк, медь, свинец, цинк, вольфрам и другие металлы. С высокотемпературными кварцевыми жилами связано также молибденовое оруденение (Тугучакское месторождение).

В западной части Яно-Колымского синклинория располагается пояс олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений (Имтанджа, Токичанское, Булунгинское и др.). Все они связаны с комплексами колымских и омсукчанских гранитоидов, причем главная масса оловянных месторождений, связанных с омсукчанским комплексом, принадлежит к касситерит-силикатной формации. По-видимому, с этим же комплексом связаны и кобальтовые месторождения — Веринское, Ветровое и др.

Среди других полезных ископаемых следует отметить угольные месторождения раннемелового и поздне мелового возраста. К первым относятся Зырянский бассейн, Галимовское и Хасынское месторождения, ко вторым — Первомайское и др. Широко распространены разнообразные строительные материалы.

Основные этапы развития

Сложная и далеко еще не полностью расшифрованная история геологического развития Северо-Востока довольно четко разделяется на несколько этапов. Ранние этапы, охватывающие огромный промежуток времени от раннего докембрия до конца среднего палеозоя, изучены наиболее слабо, в особенности докембрийский этап. В отношении архея можно сказать лишь то, что соответствующие образования, по мнению Д. С. Коржинского, аналогичны алданскому комплексу. В течение протерозоя на большей части региона, по-видимому, существовали геосинклинальные условия, которые завершились складчатостью и внедрением гранитоидов.

В течение ранне-среднепалеозойского этапа почти везде происходили энергичные прогибания с накоплением многокилометровых толщ, главным образом карбонатных, отчасти терригенных и других осадков. Начиная с кембрия до конца среднего палеозоя здесь сохранялся преимущественно морской режим. Неоднородность складчатого основания обусловила неравномерность прогибаний: в кембрии уже ясно обособились участки с платформенным режимом — Омолонско-Тайгоносский и Охотский массивы, по-видимому, большая часть Чукотки; первые два и позже были наиболее консервативными элементами структуры, постепенно разрушавшимися и служившими областями сноса обломочного материала в соседние прогибы.

В целом рассматриваемый этап характеризуется большим своеобразием движений, геологических формаций и возникших тектонических форм. В первой его половине в очень крупных по площади и глубоких прогибах накопились мощные толщи карбонатных пород, которые по своим формационным особенностям в большинстве случаев напоминают платформенные образования. Во второй половине этапа движения становятся несколько более контрастными, в разрезах отмечаются несогласия, проявляется, хотя и в скромных масштабах, эффузивная деятельность. Тектони-

ческое развитие области заканчивается в первой половине позднего палеозоя формированием довольно спокойной, пологой складчатой структуры и не сопровождается сколько-нибудь заметными интрузивными проявлениями. Все это привело Ю. М. Пуцаровского к выводу, что в течение раннего и среднего палеозоя в пределах всей рассматриваемой области господствовал своеобразный режим «подвижной платформы», достаточно резко отличающийся как от типично геосинклинального, так и от платформенного. Такое представление заслуживает внимания особенно в связи с тем, что в последние годы все большее количество советских геологов приходит к выводу о необходимости выделения подвижных зон разного типа.

Существует также мнение, что значительная часть Северо-Востока, располагающаяся западнее Колымского массива, в раннем палеозое представляла собой часть Сибирской платформы, к которой восточнее примыкала геосинклинальная область. Однако ряд исследователей и для области, располагающейся западнее Колымского массива, предполагает в палеозое геосинклинальный тип развития.

После перерыва, охватывающего значительную часть каменноугольного периода, наступил верхнепалеозойско-раннемезозойский этап, в течение которого происходило развитие Верхоянско-Чукотской геосинклинали; на севере (Новосибирский архипелаг) и северо-востоке (Чукотка) перерыв был более длительным и геосинклиналь развивалась здесь позднее. Основание геосинклинали было разнородным, что имело большое значение для ее развития. Уже в самом начале этапа обособились участки с различным тектоническим режимом: в прогибах отлагались мощные осадки верхоянского комплекса, на средних массивах соответствующие по возрасту отложения отличались меньшими мощностями и иным литофациальным составом, а местами осадкообразование и вовсе не происходило. Интенсивные прогибания продолжались до среднеюрской эпохи, но остаточные геосинклинальные прогибы продолжали заполняться и в поздней юре.

Важнейшую роль в истории развития геосинклинальной области играл Колымский срединный массив: он не только в известной мере предопределил пространственное расположение и конфигурацию геосинклинальных прогибов, но сыграл также решающую роль в направлении возникших складчатых зон, как бы огибающих его со всех сторон. При этом сами контуры массива определяются системой глубинных разломов, контролирующей также расположение интрузивных комплексов и рудных поясов (рис. 104). В пределах самого массива в течение всего рассматриваемого этапа формировались отложения, резко отличающиеся от верхоянского комплекса по составу, мощностям и характеру дислокаций. Роль остальных массивов — Омолонского и других — в формировании внутренней структуры геосинклинальной

области также была значительной, хотя и не такой, как Колымского.

Как и в других геосинклинальных складчатых областях, возникновение различных структурных элементов было неодновременным. Уместно отметить, что наиболее крупные геоантиклинальные поднятия, ясно оформившиеся еще в первой половине рассматриваемого этапа (Верхоянье), располагаются в краевой части области, примыкающей к платформе, а наиболее прогнутая

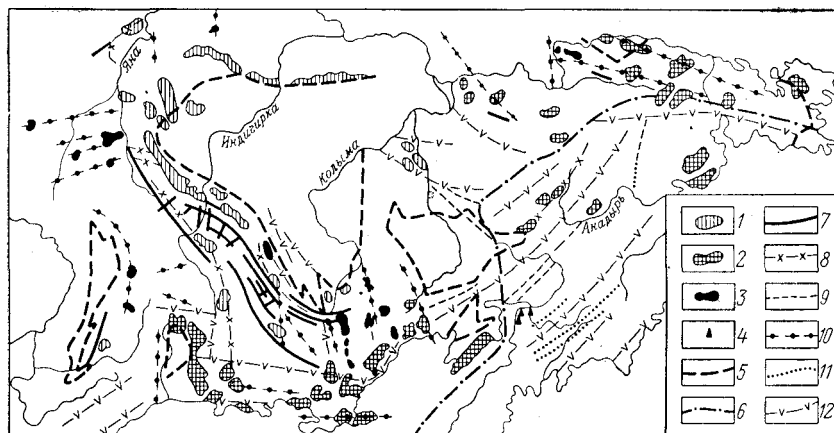


Рис. 104. Схема связи разрывных нарушений и магматизма Северо-Востока (по В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталову).

1 — колымские гранитные батолиты; 2 — гранодиориты охотского комплекса; 3 — граниты омушчанского комплекса; 4 — ультраосновные и основные интрузивы верхнего мела; 5 — структурные швы, ограничивающие горы докембрия и краевые антиклинории, сложенные нижним и средним палеозоем; 6 — границы между областями мезозойской и кайнозойской складчатостей; разрывы, контролирующие интрузивные породы; 7 — добатолитового комплекса малых интрузий, 8 — колымских гранитов, 9 — охотских гранодиоритов, 10 — омушчанских гранитов, 11 — основных и ультраосновных пород; 12 — разрывы, контролирующие эффузивы

ее часть, заполнявшаяся осадками и в юрский период, локализуется у края Колымского массива.

В поздней юре, относящейся уже к следующему этапу, а на Чукотке, вероятно, в средней или даже в конце ранней юры начались движения, сформировавшие складчатую структуру со многими особенностями, отличающими ее от классических областей с «альпийской» тектоникой. В конце рассматриваемого этапа началась и интрузивная деятельность, но максимальное развитие она получила позже.

Некоторые геологи усматривают главную, если не единственную причину своеобразия структуры Северо-Востока в строении основания, в котором участвуют платформенные или близкие к ним образования «подвижной платформы». Однако крупнейшие советские ученые А. Д. Архангельский, С. С. Смирнов и

Н. С. Шатский, подчеркивая специфичность строения и геологической истории Тихоокеанского пояса, высказали предположение, что это обусловлено положением пояса между континентом и океанической впадиной, имеющими разное строение земной коры. Более подробно об этом будет сказано ниже.

Позднеюрский — раннемеловой этап, связанный с предшествующим тесной преемственностью, отличается особенно напряженной и многообразно проявленной тектонической активностью. Это этап мощных складкообразовательных движений и общих поднятий, сопровождавшихся огромными расколами земной коры и интенсивной магматической деятельностью.

Как уже отмечалось, энергичные складкообразовательные движения начались в поздней юре и продолжались до конца этапа, когда была полностью оформлена складчатая структура.

Общие поднятия, происходившие в это же время, сопровождались возникновением новообразованных структурных элементов: во внутренних районах области ряд унаследованных и наложенных впадин заполнялся мощными толщами континентальных угленосных моласс и вулканогенных пород, на границе с Сибирской платформой в раннем мелу оформился Предверхоянский краевой прогиб, а на юго-востоке началась бурная вулканическая деятельность, положившая начало образованию Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса. Все эти новообразования в той или иной мере связаны с крупными разломами глубокого заложения, которым в рассматриваемом этапе принадлежит выдающаяся роль. Они не только обусловили возникновение ряда новых и преобразование старых структурных элементов, но также контролировали эффузивную деятельность, локализацию крупных поясов интрузивных пород и поясов золотой и редкометальной минерализации.

К концу рассматриваемого этапа мезозойская структура, до этого достаточно специфическая, приобрела новые своеобразные черты в результате возникновения участков с резко выраженным складчато-глыбовым строением.

Последний — позднемеловой — антропогеновый этап характеризуется своими особенностями развития, хотя начало его тесно связано с предшествующими; поэтому некоторые исследователи объединяют позднемеловую эпоху с раннемеловой и позднеюрской в единый позднемезозойский этап. В позднем мелу еще продолжались значительные тектонические подвижки, сопровождавшиеся образованием несогласий, разломами, извержениями многочисленных вулканов центрального типа и внедрением интрузивных пород. Однако все эти движения локализовались в основном в Охотско-Чукотском вулканическом поясе и лишь в малой степени затронули прилежащие части консолидированной складчатой страны; складчатые деформации этого

времени выразились лишь в слабом короблении вулканогенно-терригенных толщ. В палеогене тектонические напряжения проявлялись преимущественно в виде разрывных нарушений, с которыми было связано образование небольших депрессий и трещинные излияния основных лав.

Новейшие неоген-антропогеновые движения происходили главным образом в связи с оживлением древних структурных швов и обусловили образование ряда значительных поднятий Охотско-Колымского водораздела, в Верхоянье и других районах.

Глава пятая

ОБЛАСТЬ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ КАМЧАТСКО-КОРЯКСКАЯ СИСТЕМА, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА И САХАЛИН

В крайней, восточной, части Советского Союза располагаются наиболее молодые складчатые сооружения, сформированные в альпийскую эпоху, и зоны весьма активных современных тектонических движений. К ним относятся Корякское нагорье и Камчатка, Восточная и Западная гряды Курильских островов и Сахалин.

Рельеф этих восточных окраин нашей страны характеризуется большим разнообразием. Значительная территория занята Корякским нагорьем, в центре которого располагается горный массив с максимальными высотами, превышающими 2500 м. От него во все стороны расходятся короткие и невысокие горные гряды, разделенные большим количеством глубоких впадин. К северо-западу от нагорья раскинулись низменные пространства — Парнопольский дол и обширная депрессия в бассейне р. Анадыря.

Большие пространства Камчатки и Курильских островов также заняты горными возвышенностями. На Камчатке вдоль осевой ее части протягивается Срединный хребет, сильно расчлененные скалистые горы, резко воздымающиеся над прилежащими равнинными пространствами и осложненные многочисленными потухшими вулканами (Айпелькан, Ичинская сопка и др.). С запада хребет отделен от Охотского моря широкой прибрежной равниной, а на востоке на значительном протяжении ограничен долинами рек Камчатки и Быстрой. Юго-восточная часть полуострова и Курильские острова, как бы продолжающие ее на юго-запад, представляют собой область с типично выраженным вулканическим рельефом. Эти сильно расчлененные эрозией вулканические плато высотой до 1000 м, над которыми резко возвышаются громадные конусы потухших и действующих вулканов — Ключевская сопка (4850 м), Камень (4617 м), Толбачик, Шивелуч (3335 м), Кроноцкая сопка (3528 м), Авачинская сопка и многие другие.

На Сахалине горные возвышенности занимают большую южную часть острова, а севернее простирается равнина, на которой разбросаны отдельные невысокие горы. В горной части выделяются два субмеридиональных хребта — Восточный и Западный, или Камышевый, разделенные Тымь-Поронайской низменностью. Оба они состоят из нескольких параллельных гряд, нередко с узкими и крутыми гребнями, достигающими высоты 1300—1400 м (наивысшая точка Восточного хребта — гора Лопатина — имеет высоту 1609 м). Значительные участки на севере острова заняты тундрой, южные районы покрыты лесом.

Первые сведения о географии и геологии этих отдаленных окраин нашей страны относятся к середине XVIII в., когда появилось сочинение знаменитого русского путешественника и естествоиспытателя С. П. Крашенинникова «Описание земли Камчатки». В XIX в. и первой четверти нынешнего столетия геологические исследования носили спорадический характер и связаны с именами Э. Э. Анерта, К. И. Богдановича, Н. И. Тихоновича, Ф. Б. Шмидта и других геологов. Только в 30-е годы началось планомерное изучение этого края, которое приобрело широкий размах уже в послевоенный период. Важнейшие геологические исследования были проведены А. Н. Заварицким, А. Н. Криштофовичем, Б. И. Пийпом, С. Н. Алексейчиком, В. Н. Верещагиным, Г. М. Власовым, М. Ф. Двали, Б. Ф. Дьяковым, Б. Х. Егизаровым, П. Н. Кропоткиным, И. Б. Плешаковым, Е. М. Рудичем, И. М. Русаковым, Е. М. Смеховым и другими геологами.

Стратиграфия

В пределах рассматриваемых складчатых сооружений широким развитием пользуются отложения мела и кайнозоя. Более древние породы обнажаются лишь в ядрах некоторых крупных антиклинальных структур, в связи с чем степень их изученности невелика.

До кембрий. Значительные по площади выходы метаморфизованных пород, условно относимых к протерозою, известны в южной части Среднего хребта на Камчатке, на о. Сахалин и в бассейне р. Анадыря.

На Камчатке они представлены разнообразными гнейсами и кристаллосланцами большой мощности — биотитовыми, амфиболовыми, силлиманитовыми и другими, а также разнообразными зелеными сланцами, филлитами, метаморфизованными песчаниками и кварцитами. Следует при этом отметить, что местами установлены постепенные переходы от фаунистически охарактеризованных верхнемеловых аспидных сланцев до гнейсов; поэтому возрастное положение многих сильно метаморфизованных пород остается неясным [68]. В бассейне р. Анадыря имеются разнообразные метаморфические сланцы и амфиболиты, порфириоды и порфириитоиды, условно относящиеся к верхнему протерозою.

Подобные породы обнажаются и в Восточном хребте на Сахалине.

К средне-верхнепалеозойским отложениям в Восточно-Сахалинском и Среднем хребтах относится несколько свит с местными наименованиями, общая мощность которых оценивается в пределах от 3 до 6 км. В сложении их участвуют глинистые, хлорит-серицитовые, кремнистые и другие сланцы, яшмы, песчаники и туфопесчаники, измененные эффузивы и мраморизованные известняки. Скудные фаунистические остатки плохой сохранности позволяют в значительной степени условно определять их возраст в интервале от силура до перми.

Фаунистически охарактеризованные палеозойские отложения образуют несколько незначительных по площади выходов в юго-восточной части Корякского нагорья. Здесь распространены главным образом яшмокварциты, основные эффузивы и их пирокласты, отчасти песчаники с линзами рифогенных известняков, содержащих брахиоподы, кораллы и фораминиферы девонского, каменноугольного и пермского возраста.

Триас и юра. Нижне-среднеюрские и тесно связанные с ними верхнетриасовые отложения известны в бассейне Анадыря, где они выделяются в виде нескольких свит с местными наименованиями; они представлены исключительно терригенными породами мощностью до 3 км и разделены рядом несогласий. В разных пунктах Корякского нагорья выделяются песчано-кремнистые отложения верхней юры мощностью до 2—3 км, входящие в состав единого мощного верхнеюрско-готеривского комплекса [2]. Верхнеюрские отложения обнаружены в последние годы и на Сахалине.

Мел. Меловые отложения известны на Камчатке и Сахалине, но наиболее обширные площади они занимают в бассейне р. Анадыря. Состоят они здесь из нескольких комплексов, обычно разделенных несогласиями. Нижний из них включает кроме нижних ярусов нижнего мела также верхнюю юру и выражен песчано-сланцевыми и осадочно-вулканогенными толщами мощностью от 1—1,5 до 5 км в наиболее прогнутых участках; в их составе выделяется ряд геосинклинальных формаций — кремнисто-вулканогенная, аспидная, флишевая и другие [2]. В следующем комплексе, охватывающем отложения баррема — нижней части сенона, главную роль играют флишевые и морские молассовые формации. В некоторых прогибах он достигает огромной мощности, порядка 10 км, но на поднятиях отложения этого возраста неизвестны. Верхние ярусы мела, начиная от кампана, а местами маастрихта, представлены грубыми континентальными молассами, часто угленосными и содержащими рабочие пласты угля, а также наземными вулканитами; мощность их от 1 до 3—3,5 км. В Олюторском районе Корякского нагорья верхняя часть верхнего мела выражена мощным вулканогенно-осадочным комплексом, совершенно аналогичным развитому на Камчатке.

На Камчатке в большинстве случаев меловые отложения подразделяются на две части: нижняя включает отложения альба (?) сеномана и низов сенона, верхняя — остальную часть сенона и датский ярус. Первая состоит из глинистых сланцев и песчаников мощностью около 3 км, а вторая выражена вулканогенно-осадочным комплексом с существенным участием кремнистых пород; этот комплекс местами, например, в южной части Срединного хребта достигает огромной мощности — не менее 10 км. Нижняя его часть (до 3 км), выделяющаяся под наименованием ирунейской серии, состоит из алевролитов, аргиллитов и кремнистых сланцев с отдельными горизонтами основных эффузивов; в пей обнаружены сенон-кампацкие *Inoceramus orientalis* и *I. cf. schmidtii*. В средней части комплекса (около 5 км) главная роль переходит к крупнозернистым вулканогенным песчаникам, гравелитам и вулканическим брекчиям с четко выраженной градиционной слоистостью, чередующимися с основными лавами. Наконец, верхняя часть комплекса мощностью до 2,5 км сложена вулканическими брекчиями и основными эффузивами с подчиненными песчаниками и алевролитами. Этот очень своеобразный комплекс, широко развитый не только на Камчатке, но и в других регионах рассматриваемой области, предложено выделять под наименованием вулканогенно-турбидитовой формации [74].

На Сахалине достоверно выделен только верхний мел, который по предложению А. Н. Криштофовича разделяется на две серии — гилацкую и ороченскую. Первая из них отвечает сеноману и турону, слагается терригенными морскими, а в других случаях континентальными угленосными отложениями с рабочими пластами угля и имеет мощность не менее 2—2,5 км. Ороченская серия внизу также состоит из терригенных, местами угленосных пород, а выше существенное значение в разрезе приобретают туфогенные песчаники и туффиты. В них содержится богатая иноцерамовая и другая фауна сенона. Мощность этой серии достигает 3—3,5 км.

П а л е о г е н. Палеогеновые отложения широко распространены во всех регионах. На западном побережье Камчатки они разделены на две серии — тигильскую, охватывающую палеоцен — низы олигоцена, и ковачинскую, включающую верхнюю часть системы. Следует отметить, что сопоставление этих отложений с соответствующими стратиграфическими подразделениями Европы затруднено из-за своеобразия тихоокеанской фауны. В составе тигильской серии выделяется несколько свит песчано-глинистого состава с конгломератами в нижней части серии и углями — несколько выше. На подстилающих отложениях она залегает трансгрессивно и с угловым несогласием. Весь разрез богато охарактеризован фауной. Наиболее типичными формами палеоцена являются — *Macrocallista kovatschensis* и *Mastra chulgunensis*, эоцена — *Cyrena prominente*, *Melania snatolensis*, нижнего олигоцена — *Cardium snatolensis* и *Solen tigilensis*. Мощ-

ность тигильской серии изменяется в пределах от 200 до 2000 м. Ковачинская серия в составе двух свит сложена темно-серыми и черными аргиллитами с многочисленными прослоями и линзами туффитов и туфов. Мощность ее достигает 1300 м, но местами резко уменьшается и сходит на нет вследствие размыва. Наиболее типичная для нее фауна — *Solariella kamtschatica*, *Caraita kovatschensis*.

В центральных районах Камчатки к палеоцену — эоцену относится толща конгломератов, песчаников и туффитов мощностью около 700 м, а на восточном берегу известен только олигоцен, объединяемый с нижним миоценом в единую серию. Олигоценовые отложения образуют единый с нижним миоценом мощный вулканогенно-терригенный комплекс и на Курильских островах.

В Корякском нагорье и бассейне Анадыря палеоген представлен двумя различными литофациальными комплексами: терригенным (местами угленосным) и терригенно-вулканогенным. Терригенные отложения, состоящие из чередующихся в разрезе аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов, достигают особенно значительной мощности — не менее 3800 м. В терригенно-вулканогенном комплексе, развитом в Олюторовском районе, в бассейнах рек Анадыря и Пенжины наряду с терригенными породами, к которым кое-где присоединяются мергели, существенную роль играют лавы и туфы основного и среднего состава; мощность этих отложений оценивается цифрами порядка 3—5 км.

На Сахалине имеются отложения только эоцена и олигоцена, залегающие с размывом. Эоцен и нижний олигоцен представлены континентальной терригенной угленосной толщей, которая в верхней части содержит слои с морской фауной. Мощность ее от нескольких сотен метров почти до 2 км. Верхняя часть олигоцена, которая очень трудно отделяется от миоцена, имеет песчано-аргиллитовый состав и достигает мощности свыше 1 км.

Н е о г е н. Неогеновые отложения широко развиты и фаунистически хорошо охарактеризованы на западном побережье Камчатки. Они разделяются на две серии — ваямпольскую (нижний — средний миоцен) и кавранскую (верхний миоцен — плиоцен). Ваямпольская серия залегает на подстилающих отложениях с угловым несогласием, имеет мощность до 3 км и состоит из аргиллитов, песчаников, туффитов и туфов с прослоями бентонитовых глин и конгломератов в верхней части. Местами в ее сложении главную роль играют лавы андезито-базальтового состава и туфобрекчии. Кавранская серия залегает на ваямпольской несогласно с размывом и слагается терригенными породами разного гранулометрического состава, к которым местами присоединяются туфы, опоки и диатомиты. Мощность серии местами достигает 4 км. Среди обильной и разнообразной фауны наиболее типичными формами нижнего миоцена являются *Yoldia deformis*, *Lingula aff. hians*; среднего миоцена — *Cardium puchlensis*, *Huculana miocenica*; верхнего миоцена — *Laternula sakhalinensis*, *Modiolus*

wajampolkensis; плиоцена — *Yoldia thraciaeformis*, *Chlamys tanasevitschi*.

На *восточном берегу Камчатки* неогеновые отложения достигают огромной мощности, оцениваемой некоторыми исследователями цифрой порядка 10—15 км. Они разделяются на три свиты, причем нижняя из них — богачевская включает и олигоцен. В сложении их принимают участие песчано-сланцевые отложения, местами настоящий терригенный флиш, конгломераты и туфы, а в верхней части разрезов также покровы базальтов.

В *Центральной Камчатке* развит терригенно-вулканогенный комплекс мощностью от 1,5 до 3,5 км, состоящий из конгломератов, туфопесчаников, туфов и лав среднего и основного состава. Примерно такой же литофациальный облик имеет неоген (вместе с олигоценом) на *Курильских островах*, но мощность его здесь больше и местами превышает 5 км.

В *Корякском нагорье* и *бассейне р. Анадыря* миоцен обычно залегает на подстилающих отложениях с размывом и угловым несогласием. Литофациальный состав его очень изменчив: это морские терригенные породы и опоки; вулканогенные толщи, состоящие из средних и кислых лав и туфов, а также туфобрекчий, туфокогломератов и туфопесчаников; континентальные угленосные отложения — песчаники, конгломераты и пепловые туфы с пластами бурых углей. Мощность миоцена 500—1000 м.

Плиоцен в этом регионе развит ограниченно. На подстилающих отложениях он нередко залегает с угловым несогласием и начинается базальными конгломератами. В большинстве случаев он имеет существенно вулканогенный состав — андезиты, дациты и их туфы, реже встречаются терригенные осадки. Мощность их 500—600 м.

Большие площади заняты неогеном на *Сахалине*, особенно в его северной части. Нижне-среднемиоценовые отложения характеризуются большой изменчивостью: среди них имеются морские осадки — песчаники, сланцы и окремненные глины, пресноводно-континентальные угленосные отложения с прослоями морского происхождения и вулканогенно-терригенные толщи, состоящие из лав и туфов основного и среднего состава, а также разнообразных песчаников, алеволитов и сланцев. Верхний миоцен сложен преимущественно песчано-глинистыми морскими осадками, включающими важнейшие нефтеносные горизонты. В составе плиоцена находятся пески, глины, галечники, к которым кое-где присоединяются основные и средние лавы, туфы и туффиты. Местами миоцен-плиоценовые отложения имеют ясно выраженный характер континентальной молассы. Внутри неогеновых разрезов отмечается много местных перерывов. Общая его мощность доходит до 6—7 км.

Антропоген. Наиболее полный разрез антропогенных отложений мощностью в несколько сотен метров известен в Центральной Камчатской депрессии. Здесь накопились довольно

пестрые по составу осадки всех отделов системы. Среди них имеются диатомовые глины, пески и супеси, косослоистые вулканические пески, потоки базальтов и андезитов, озерные валунно-галечные конгломераты и рыхлые флювиогляциальные осадки.

На Камчатке, Курилах и Корякском нагорье с начала периода до современного отдела происходило накопление вулканическими продуктами, главным образом средних и основных лав, местами достигающих большой мощности и связанных с извержениями вулканов центрального типа. В этих же районах распространены ледниковые образования двух оледенений — морены и флювиогляциальные отложения.

Морские осадки встречаются в разных районах и представлены галечниками, морскими илами и песчано-глинистыми террасовыми отложениями. Повсеместно встречаются галечники, пески, глины, торфа аллювиального и озерно-болотного происхождения.

Магматизм

Развитие магматизма в пределах рассматриваемой области в течение докембрия и палеозоя исследовано еще совсем слабо.

Наличие зеленокаменно-измененных преимущественно основных эффузивов в составе верхнепротерозойских и палеозойских отложений свидетельствует об эффузивной деятельности в это время; масштабы ее были, вероятно, незначительны. Относительно интенсивные магматические проявления характеризовали только поздний палеозой. К этому времени приурочены не только излияния основных лав, но и внедрение связанных с ними тел серпентинизированных гипербазитов, а местами и габбро. К концу палеозоя, по-видимому, относится и внедрение гранитоидов, массивы которых достигают нескольких сотен квадратных километров. В Среднем и Восточносахалинском хребтах они представлены биотитовыми гранитами, а на Корякском нагорье — плагиогранитами, реже диоритами и габбро.

После длительного перерыва, охватывающего всю первую половину мезозоя, наступил *позднемезозойско-кайнозойский* этап магматической деятельности. К его началу относятся незначительные проявления магматизма только в юго-восточной части Корякского хребта, где в составе верхнеюрских отложений участвуют порфириды и диабазы. В начале мела — в готервийский век в этой же области местами происходили излияния лав среднего состава, после чего вулканизм снова замер.

Новая вспышка магматической деятельности приходится на конец мела. В ряде районов Корякского нагорья и Анадырского края, на Восточной Камчатке и Восточной (Малой) Курильской гряде накопились мощные толщи зеленокаменно-измененных диабазов и порфиритов, лавобрекчий, туфокогломератов и туфов. С этими породами тесно связаны многочисленные массивы

серпентинизированных дунитов, перидотитов и пироксенитов, а также пород габбрового ряда, образующих совместно верхнемеловую офиолитовую формацию. Гипербазиты в виде неправильных тел разной величины обычно вытянуты вдоль глубинных разломов и слагают несколько протяженных поясов. Наиболее четко они выражены в Восточной Камчатке, а также в Корякском нагорье, где известны три таких пояса. Следует отметить, что некоторые исследователи считают сложные интрузивы габбро-пироксенит-дунитового состава в северной части Анадырского края раннемеловыми. Это мнение нашло подтверждение в последних радиометрических данных: абсолютный возраст габброидов, входящих в состав ряда крупных массивов — Усть-Бельского, Тамватнэйского и других, находится в пределах от 138 до 122 млн. лет [42]; вместе с тем выявлено широкое развитие гипербазитов и малых интрузий позднемелового и палеогенового возраста. Породы позднемеловой офиолитовой формации имеются и на Сахалине. В северо-восточной части области широко также развиты массивы верхнемеловых гранитоидов, особенно в Анадырском крае и в зоне, пограничной с Охотско-Чукотским вулканическим поясом. Некоторые интрузивы гранитного и гранодиоритового состава достигают величины в несколько сотен квадратных километров, но в большинстве случаев это малые интрузии гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров.

Начало кайнозойской эры ознаменовалось некоторым ослаблением вулканической деятельности, однако в эоцене и особенно олигоцене в ряде районов продолжались извержения лав, лавобрекчий, агломератов и туфов преимущественно основного состава. В миоцене интенсивность вулканизма усиливается, а состав лав становится более разнообразным. На протяжении этой эпохи в разных регионах извергались андезиты и андезито-базальты, дациты и липарито-дациты в сопровождении их пирокластов. Состав лав местами изменялся от основных к более кислым, в других случаях — наоборот.

Широко развиты и миоценовые интрузивы, представленные небольшими штоками и дайками довольно пестрого состава. В восточной части Корякского нагорья и на Камчатке они сложены гранитами, гранодиоритами, монцонитами, сиенитами и габбро-сиенитами; вероятно, к этой же возрастной группе относятся в первом из названных районов небольшие штоки и дайки габбро и гипербазитов. В Большой Курильской гряде встречаются штоки плагиогранитов, кварцевых диоритов и диорит-порфиров, жилы и дайки липарито-дацитов и андезито-базальтов. На Сахалине в сложении среднемиоценовых массивов участвуют диориты и кварцевые диориты, а позднемиоценовый возраст имеют штоки и жилы долеритов, а также относительно несколько более поздние нефелиновые сиениты и монцониты.

В плиоцене извержения были вначале преимущественно основными, но к концу эпохи сменились кислыми. К этому времени

на Камчатке относится возникновение вулканов Срединного хребта, а также внедрение многочисленных мелких интрузивов щелочного состава.

Антропогенный вулканизм очень типичен для Восточной Камчатки и Большой гряды Курильских островов, где известно большое количество потухших и ныне действующих вулканов. Извержения этого периода характеризуются сложным составом лав и пирокластических продуктов — от базальтов до липаритов, но особенно широко распространены андезиты.

Тектоника

Обширные пространства Корякского нагорья и бассейна р. Анадыря в тектоническом отношении изучены очень слабо. В целом складчатая структура региона характеризуется четко выраженной

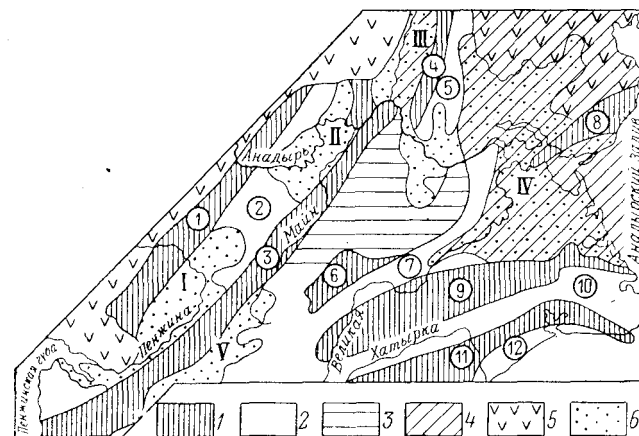


Рис. 105. Схема основных структурных элементов Пенжинско-Анадырского района (по Д. И. Агаштову и В. В. Иванову).

1 — антиклинория и поднятия; 2 — синклинория; 3 — Алганский мегасинклинорий; 4 — срединные массивы; 5 — вулканический пояс; 6 — плиоцен-четвертичные впадины; 1 — Мургальский антиклинорий; 2 — Пенжинский синклинорий; 3 — Таловско-Майнский антиклинорий; 4 — Бычинский антиклинорий; 5 — Восточнопекульнейский синклинорий; 6 — Ваежский антиклинорий; 7 — Великореченский синклинорий; 8 — поднятие хребта Золотой; 9 — Северокорякский антиклинорий; 10 — Алыкатваамский синклинорий; 11 — Хатырско-Наваринский антиклинорий; 12 — Олукско-Пекульнейский синклинорий.

Молодые впадины: I — Среднепенжинская; II — Марковская; III — Вельская; IV — Анадырская; V — Парапольская

северо-восточной линейностью и только в районе мыса Наварин складки резко отгибаются на восток и скрываются под водами Берингова моря. С северо-запада на юго-восток выделяются антиклинории: Мургальский, Майнский, Северокорякский, Хатырско-Наваринский и другие, менее крупные и разделяющие их синклинории: Пенжинский, Восточнопекульнейский, Великореченский, Алыкатваамский (рис. 105).

Строение *Мургадьского антиклинория*, который прослеживается по выходам верхнеюрских и нижнемеловых пород к северо-востоку от Пенжинской губы, маскируется более поздними структурами Охотско-Чукотского вулканического пояса. Узкий *Майнский антиклинорий* протягивается от Пенжинской губы до устья

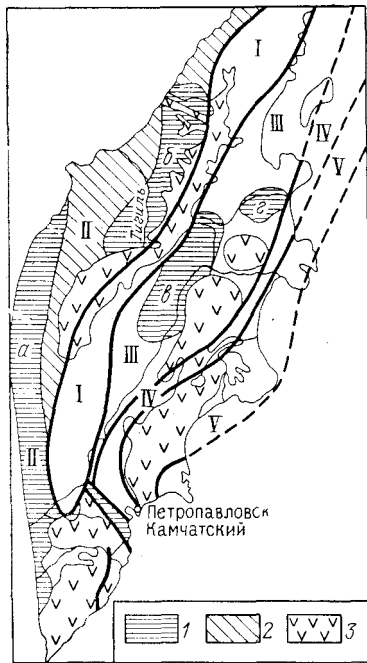


Рис. 106. Тектоническая схема Камчатки (по Г. Д. Бабаяну, В. Г. Васильеву и др.).

1 — впадины; 2 — поднятия; 3 — лавовые покровы; I — Среднекамчатская зона поднятий; II — Западнокамчатский прогиб; III — Центральнокамчатский прогиб; IV — Восточнокамчатская зона поднятий; V — Восточнокамчатский прогиб; впадины: а — Большерецкая, б — Палонская, в — Козыревская, г — Озерская

крупного левого притока Анадыря — р. Белой, где его кулисно замещает *Бычинский антиклинорий*. Более широкие *Северокорякский* и *Хатырско-Наваринский* антиклинории располагаются в пределах Корякского нагорья.

В строении ядерных частей антиклинориев участвуют меловые и более древние отложения, а крылья сложены палеогеном. Все эти породы смяты в систему узких складок и осложнены разломами. Местами в ядрах антиклинориев более древние отложения высоко выдвинуты по системе разрывных нарушений и образуют небольшие горсты, например, Таловский — в юго-западной части Майнского антиклинория. Антиклинории отделяются от соседних синклинориев структурными швами типа глубинных разломов, которые нередко контролируют положение гипербазитовых поясов.

Синклинории выполнены отложениями палеогена и миоцена, которые в крыльях смяты в довольно круглые линейные складки, но во внутренних их частях обычно образуют систему брахиформных складок.

Широким развитием пользуются наложенные впадины — Среднепенжинская, Парапольская, Анадырская и другие, выполненные спокойно залегающими отложениями плиоцена и антропогена.

Для Камчатского полуострова предложено несколько тектонических схем, на которых главные структурные элементы получили несколько различную характеристику. Как следует из одной такой схемы, на полуострове выделяется серия крупных поднятий и прогибов северо-восточного простирания, имеющих характер антиклинориев и синклинориев, а также ряд молодых наложенных впадин (рис. 106). Важнейшим элементом структуры является

Главный Камчатский глубинный разлом (шовная зона), разделяющий полуостров на две части — западную и восточную.

В структуре Западной Камчатки осевое положение занимает зона поднятий — Средний антиклинорий, сложенный высокометаморфизованными породами, и продолжающий его на север Хайрюзовский горст-антиклинорий, в строении которого участвуют отложения главным образом палеогена [105]. Средний антиклинорий разбит крупными разломами на ряд блоков и отличается неодинаковой интенсивностью складчатых дислокаций, имеющих общее северо-западное простирание, но особенно

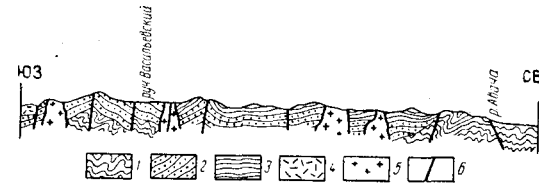


Рис. 107. Поперечный разрез Начикинской складчато-глыбовой области (по С. Е. Апрелькову).

1 — мел; 2 — отложения вилочинской свиты; 3 — отложения паратунской свиты; 4 — отложения березовской свиты; 5 — гранитоиды; 6 — разломы

сложных в центральной его части. Хайрюзовский горст-антиклинорий ограничен с запада и востока разломами и состоит из системы складок, осложненных продольными разрывами; в его пределах выявлено большое количество локальных структур — преимущественно брахиформных, реже асимметричных линейных складок с углами наклона крыльев от 10—30 до 50—70°. К востоку и западу от зоны поднятий находятся зоны погружения, также осложненные небольшими выступами и складчатыми формами, а в целом Западная Камчатка имеет четко выраженное складчато-глыбовое строение. Особенно сложно построен Ичинский прогиб, примыкающий к Хайрюзовскому горст-антиклинорию с запада: он осложнен целой серией мелких поднятий, антиклинальных зон и отдельных антиклинальных складок с падением крыльев всего 15—30°.

Восточная Камчатка также обладает сложным складчато-глыбовым строением. Например, в южной части полуострова выделяются такие крупные тектонические структуры, как Южнокамчатский антиклинорий, Гональский горст-антиклинорий, Начикинская складчато-глыбовая зона и другие [9]. Антиклинориевые структуры состоят из систем линейных и брахиформных складок, разорванных разломами разной ориентировки и амплитуды, а в строении складчато-глыбовых зон главная роль принадлежит крутым тектоническим разрывам, осложняющим складчатую структуру, состоящую из асимметричных, лежащих и опрокинутых складок (рис. 107). Большую роль в тектоническом

строении играют многочисленные надвиги, особенно эффективно выраженные в хребтах Валагинском и Кумроч [109].

Центральную часть Камчатки занимает крупный *Центральнокамчатский прогиб*, наложенный на складчатые структуры Срединного антиклинория и других крупных поднятий. Выполняющие его отложения миоцена и плиоцена образуют пологие и широкие синклинали, осложненные брахиантиклинальными складками.

Некоторые геологи, основываясь главным образом на данных аэромагнитных исследований, высказывают мнение, что в южной части Камчатки северо-восточные простирания имеют только наложенные плиоцен-антропогеновые структуры, а более древние протягиваются в долготном и северо-западном направлении.

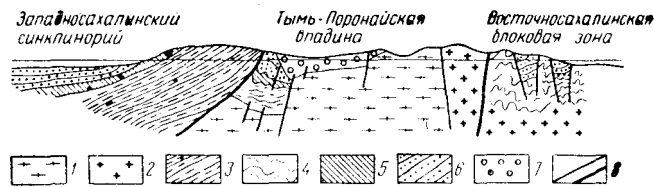


Рис. 108. Разрез главных тектонических зон Сахалина (по Ю. М. Пушаровскому).

1 — палеозой; 2 — мезозой (доверхнемеловые отложения); 3 — верхний мел (миогеосинклинальный комплекс); 4 — верхний мел (эвгеосинклинальный комплекс); 5 — палеоген; 6 — неоген (преимущественно миоцен); 7 — позднекайнозойские молассы; 8 — разломы

На островах Курильской гряды отмечается ряд локальных складчатых структур, осложненных разломами.

Очень сложное и во многом еще не выясненное строение имеет о. Сахалин. Некоторыми исследователями он рассматривается как мегантиклинорий, состоящий из двух меридиональных антиклинориев и разделяющей их Центральносахалинской синклиновой зоны. По другим представлениям, остров имеет складчато-блоковую структуру, окончательно сформированную в плиоцен-антропогеновое время, и состоит из целого ряда блоковых зон, горстов, грабен-синклиналей и других тектонических структур, в строении которых важнейшую роль играют разломы [89]. Среди этих последних особое место занимает система сближенных разломов (Тымь-Поронайский, Первомайский и др.), являющихся поверхностным выражением зоны Центральносахалинского глубинного разлома, большая часть которой маскируется молодыми осадками Тымь-Поронайской депрессии [94].

Западный Сахалин представляет собой моноклинал, являющуюся восточным крылом крупной синклинальной структуры, западная часть которой скрыта водами Татарского пролива (рис. 108). На фоне этой моноклинали выделяется несколько плавных перегибов, и, кроме того, она осложнена узкими линей-

ными антиклиналями и более широкими и уплощенными синклиналями [75].

Палеогеновые и неогеновые отложения *Центральносахалинской зоны* в южной и северной частях острова резко отличаются характером складчатых дислокаций. Они смяты большей частью в пологие брахиформные складки (Охинская, Восточноэхабинская и др.), чередующиеся с более крупными складками, приближающимися к линейным. В северных районах часты также куполовидные складки (Южноохинская, Лунинская и др.), а также складчатые формы типа структурных «носов», террас и флексуобразных изгибов. Многие брахиформные складки являются нефтеносными (рис. 109). Довольно широко распространены разрывные нарушения разного типа, протяженности и амплитуды.

Восточный Сахалин состоит из сложной системы различно приподнятых блоков, в которых местами на поверхности обнажаются интенсивно складчатые палеозойские и нижнемезозойские отложения. Верхнемеловые толщи дислоцированы слабее, но и они образуют довольно крутые линейные складки субмеридионального простирания. Горстообразные выступы сочетаются с грабен-синклиналями и наложенными впадинами, выполненными неогеновыми отложениями, которые залегают очень полого и лишь у разломов смяты в складки [75].

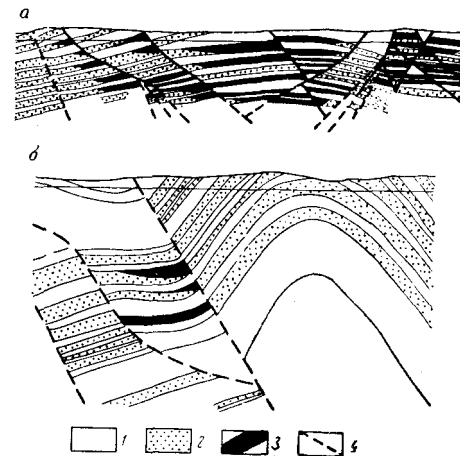


Рис. 109. Геологические профили через нефтегазонасыщенные структуры Сахалина.

а — продольный профиль через Охинское месторождение (по С. И. Чернову и Н. П. Будникову); б — поперечный профиль через Паромайскую антиклиналь (по В. И. Лядову)
1 — глины; 2 — пески; 3 — нефть; 4 — разломы

Полезные ископаемые

На первом месте по промышленному значению находятся нефть, газ и уголь. Большая часть выявленных месторождений — все нефтяные, газовые и многие угольные — находится на Сахалине. Наибольшей известностью пользуются Охинское и Эхабинское нефтяные и Эрриское газовое месторождения. Угленосность Сахалина, так же как Камчатско-Корякской области, связана с палеогеновыми отложениями, к которым приурочено большое количество месторождений разнообразных углей — от бурых до коксующихся каменных и антрацитов.

Эндогенная минерализация разнообразна, но изучена еще очень слабо. К ультраосновным породам приурочены хромитовое оруденение, силикаты никеля и кобальта (в коре выветривания), асбест. Разнохарактерная минерализация связана с кислыми породами — медь и молибден, цинк и свинец, золото и серебро. Значительный интерес представляют многочисленные рудопроявления ртути и сурьмы в Корьякском нагорье, образующие протяженный пояс вдоль крупной зоны разломов. Интересно ртутное, а также золото-серебряное оруденение на Камчатке, представленное кварц-карбонатными штокверками в процилитизированных породах. Следует отметить, также месторождения самородной серы на Камчатке и Курильских островах, залежи которой связаны с деятельностью современных вулканов. Широко распространены во всех регионах разнообразные строительные материалы.

В областях современного вулканизма — в юго-восточной части Камчатки и на Курильских островах — выявлены значительные запасы термальных вод с температурой выше 100°, являющихся энергетической базой для геотермических электростанций.

Основные этапы развития

История развития Камчатско-Корьякской складчатой системы и Сахалина на протяжении огромного промежутка времени от протерозоя до раннего мезозоя может быть охарактеризована только в самых общих чертах. В докембрии вся эта территория или, по крайней мере, Камчатка и Сахалин входили в состав крупной геосинклинальной области, границы которой со стороны Тихого океана остаются неясными. В конце верхнего протерозоя были сформированы поднятия, которые продолжали существовать и в раннем палеозое. В среднем палеозое здесь снова была заложена система геосинклинальных прогибов, которая на западе, вероятно, смыкалась с Восточноазиатской палеозойской геосинклиналью.

Большие трудности вызывает реконструкция палеотектонической обстановки в конце палеозоя — первой половине мезозоя. Выше уже говорилось о том, что в это время происходило формирование новой огромной Верхоянско-Чукотской геосинклинальной области, которая была тесно связана с прогибами Западного Приохотья и Нижнего Приамурья. Вероятно, Корьякское нагорье и бассейн р. Анадыря, где известны довольно мощные толщи перми, верхнего триаса и юры, также входили в состав этой геосинклинальной области.

Важнейшим для рассматриваемого региона был меловой — кайнозойский этап, когда происходило развитие новой Японо-Охотской геосинклинали (местами на герцинском, в других пунктах на мезозойском основании). Заложение первых прогибов происходило еще в поздней юре, однако масштабы прогибания в эту эпоху были незначительными. Максимальные прогибания приходится на мел, палеоген и неоген, когда накапливались

толщи разнообразных осадков огромной мощности, сопровождавшиеся энергичной магматической деятельностью в эффузивной и интрузивной формах. Контуры этой молодой геосинклинали, входящей в пределы Советского Союза своим северо-восточным звеном, по мнению Е. К. Устиева и других геологов, совершенно определены и совпадают с древними и современными вулканическими поясами, которые в свою очередь контролируются огромными тектоническими швами глубокого заложения (рис. 110).

Что касается внутреннего строения области и некоторых важнейших особенностей ее развития, то тут среди ученых существуют некоторые разногласия. Прежде всего это касается вопроса о том, что представляет собой в геологическом отношении Охотское море. По мнению некоторых геологов, оно относится к прогнутой части геосинклинальной области, однако большинство исследователей считают, что значительная его часть являлась срединным массивом кайнозойской геосинклинали (Охотия). Последние представления больше согласуются со всей суммой геологических фактов.

В тесной связи с проблемой Охотского моря находится ряд других спорных вопросов. Большой интерес представляет собой

о. Сахалин — прежде всего с точки зрения его общего структурного положения в геосинклинальной складчатой области. Существующие на этот счет мнения довольно различны. Одни исследователи выделяют в пределах острова ряд тектонических зон, каждая из которых в течение палеогена и неогена характеризовалась геосинклинальным, платформенным или «промежуточным» режимом. Другие полагают, что Сахалин, так же как Камчатка и Курильские острова, представляет собой обособленные мегантиклинории. Однако лучше согласуются с тектоническими особенностями острова представления, развиваемые третьей группой исследователей. В основе этих представлений лежит идея, что на месте Сахалина был «недоразвитый» геосинклинальный прогиб, который точнее следует считать внутриплатформенным субгеосинклинальным прогибом, располагавшимся между мезозойскими складчатыми сооружениями Сихотэ-Алиня и ныне погруженным

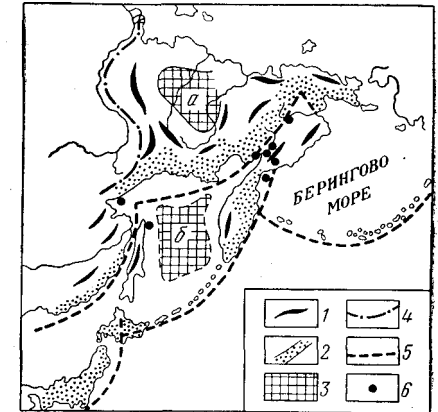


Рис. 110. Структурная схема северо-западной части Тихоокеанского бассейна (по Е. К. Устиеву).

1 — основные структурные направления областей мезозойской и кайнозойской складчатости; 2 — вулканические пояса; 3 — срединные массивы (а — Кольмский, б — Охотский); 4 — граница Сибирской платформы; 5 — внешние (дуговые) ограничения древних и современных вулканических поясов; 6 — гипербазитовые интрузии

под воды Охотского моря платформенным массивом Охотии (рис. 111). Наличие миоцен-плиоценовой молассы позволяет отнести этот прогиб к области завершенной кайнозойской складчатости [101].

Значительные разногласия вызывает также проблема происхождения островных дуг — Курильской и других. В частности,

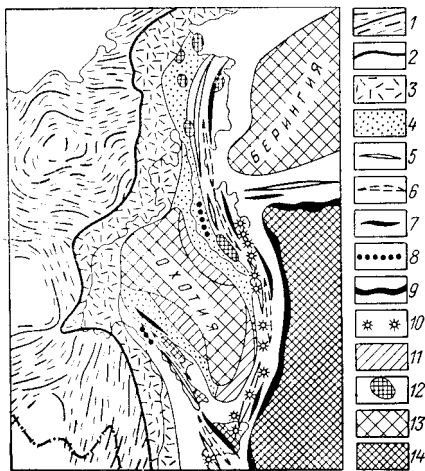


Рис. 111. Схема тектонического строения Курило-Камчатской дуги и прилегающих районов (по Г. М. Власову).

1 — окаймление молодого складчатого пояса; 2 — границы позднемезозойско-кайнозойского складчатого пояса; 3 — окраинный вулканический пояс; 4 — краевые прогибы и миогеосинклиналильные зоны; 5 — внутренние вулканические дуги; 6 — центральные прогибы; 7 — внешние складчатые дуги; 8 — пояс щелочных пород; 9 — современные геосинклиналильные передовые прогибы — океанические впадины; 10 — вулканы современного окраинного вулканического пояса; 11 — современные внутренние впадины (краевые прогибы) у молодых складчатых сооружений; 12 — срединные массивы (остатки палеозойских? складчатых сооружений); 13 — внутренние платформы; 14 — платформа Тихого океана

ния проявлялись не повсеместно; в конце мела. Тектонические движения на рубеже мела и палеогена в Камчатско-Корякской зоне были очень интенсивны и сопровождались массовыми излияниями эффузивов, внедрением гипербазитов и кислых интрузивов, но на Южном Сахалине они были незначительными и не сопровождались складчатостью. Палеоген был периодом преимущественных опусканий, но в миоцене тектонические движения снова активизировались. В это время происходили поднятия отдельных участков, погружение материка Охотии, морфологическое оформление Курильской островной дуги, а в ряде мест

и складкообразование. Однако окончательное превращение Японо-Охотской геосинклинали в область кайнозойской складчатости произошло в конце неогена.

Оформление складчатой структуры области смыкается с этапом новейших тектонических движений, проявившихся в антропогене в виде активной вулканической деятельности и дифференциальных поднятий по крупным тектоническим швам.

В заключение следует остановиться на некоторых особенностях строения и истории геологического развития всей огромной территории, занятой охарактеризованными выше мезозойскими и кайнозойскими складчатыми сооружениями Востока СССР, входящими в состав Тихоокеанского пояса.

Один из крупнейших советских геологов А. Д. Архангельский так закончил свое последнее капитальное сочинение: «Подводя итоги, мы приходим к заключению, что при изучении истории геологического развития Советской территории следует ожидать, что восточная, прилегающая к Тихому океану, часть последней может очень сильно отличаться от западной. Не исключена возможность, что и различного рода движения как эпигерогенические, так и орогенические, а также и проявления вулканической деятельности и, наконец, геохимические процессы в двух этих областях будут развиваться неодинаково» [3-1]. Сейчас можно уверенно утверждать, что это предположение замечательного ученого полностью подтвердилось.

Главные различия между Тихоокеанским поясом и Атлантическим сектором планеты суммированы другим выдающимся советским ученым Н. С. Шатским следующим образом: «Распределение складчатых областей разного возраста на западе Евразии существенно отличается от распределения их на востоке, на территории Тихоокеанского пояса... В Европе, Западной Азии и Восточной Америке герцинские структуры, вероятно, наиболее распространены из всех послепалеозойских складчатых структур и наиболее богаты интрузиями гранитоидов. По отношению к герцинидам, как мы указывали, каледонииды представляют собой лишь начальный предварительный этап складчатости. Точно так же значительно меньшую площадь охватывает альпийская складчатость, возникшая в виде регенерированной геосинклиналильной области на теле герцинских образований. Альпийская складчатая область Европы и Западной Азии является, таким образом, как бы остаточной геосинклиналильной зоной в общем тектоническом развитии этой части планеты.

Совершенно иная история и структура Тихоокеанского пояса, северо-западный сектор которого входит в пределы СССР. Если складчатость Европы и Западной Азии последовательно наращивала древние платформы, то Тихоокеанский пояс своими структурами окружает глубокую впадину океана. История этого кольца известна только с конца палеозоя. Она резко отличается от истории Атлантического сектора тем, что возраст складчатых структур

здесь иной. Здесь хорошо выявляется мезозойская складчатость с образованием краевых прогибов и обилием рудоносных гранитоидов, которые отсутствуют в пределах Атлантического полушария планеты. Здесь выделяется также очень молодая кайнозойская складчатая зона, которая в настоящее время еще не завершила своего развития и является «живой» геосинклинальной областью... Таким образом, складчатость Тихоокеанского пояса по истории своего развития резко отличается от складчатости Европы и Западной Азии. Это одно из выражений той диссимметрии в развитии нашей планеты, на которую неоднократно обращал внимание В. И. Вернадский [89-1].

Указанные отличия безусловно теснейшим образом связаны с историей формирования Тихого океана, который вместе с другими океаническими впадинами начинает привлекать все большее внимание геологов. И это не случайно, так как без знания закономерностей развития большей части земной коры, скрытой водами Мирового океана, так же как без проникновения в тайны верхней мантии, невозможны новые открытия, на пороге которых несомненно находится геологическая наука.

Глава шестая

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ

Во вводном разделе первой части настоящего труда указывалось, что в истории формирования структуры нашей страны могут быть выделены три крупнейших этапа — догеосинклинальный, геосинклинальный и послегеосинклинальный. Теперь, после систематического порегионного рассмотрения геологического строения и особенностей развития всей территории Советского Союза можно проанализировать фактические данные, лежащие в основе такой периодизации геологической истории. Этот очень краткий анализ будет произведен с помощью историко-геологического метода; применение этого метода требует комплексной характеристики в пространстве и времени главных геологических процессов — осадкообразования, магматических проявлений в эффузивной и интрузивной формах, тектоники, метаморфизма и металлогении, которые только в своей совокупности могут служить надежной основой при выделении основных структурных элементов континентальной земной коры и установлении качественно различных этапов их развития. Детальный анализ истории формирования геологической структуры СССР произведен автором в специальной монографии [42-1].

ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП

В составе архейских комплексов принимают участие исключительно высокометаморфизованные породы, первоначальный состав и происхождение которых зачастую устанавливаются с большим трудом. Вместе с тем детальные литолого-формационные исследования показывают, что даже самый высокий метаморфизм не стирает целиком многие первичные признаки этих пород, позволяющие делать достаточно обоснованные выводы о их происхождении.

К настоящему времени выделено до десяти суперкрупных формаций — гиперстенсодержащих грейсов и кристаллических сланцев, железорудно-гнейсовая, кварцитов и высокоглиноземных пород, карбонатно-гнейсовая, кондалитовая, кинцигитовая

и другие [67]. Вне зависимости от развития в тех или иных районах, часто очень далеко отстоящих друг от друга, все эти формации по главным своим особенностям почти аналогичны или весьма сходны, что позволяет говорить о них, как о формационных типах. Каждая из них в отдельности, а также их комплексы обладают некоторыми признаками, сближающими их с осадочно-вулканогенными формациями протерозоя и фанерозоя, например, наличие определенных закономерностей в стратиграфической последовательности формаций, упорядоченность их внутреннего строения, набор слагающих первично осадочных и вулканогенных пород и другими. Однако эти черты внешнего сходства не лишают архейские формации неповторимого своеобразия, ввиду чего они не могут быть параллелизованы ни с одной из хорошо изученных формаций более поздних геологических эпох.

Прежде всего характерен состав формаций. В архейских толщах главная масса пород принадлежит вулканогенным и осадочным образованиям, причем последние с течением времени начинают резко преобладать. В нижней части разрезов разных регионов особенно широко распространены гиперстенсодержащие гнейсы и основные кристаллосланцы, а также амфиболиты и отчасти ультраосновные кристаллосланцы, среди которых иногда встречаются разности, обогащенные пирротином или магнетитом. Некоторые исследователи считают эти толщи первично осадочными, однако скорее всего большая их часть возникла за счет вулканитов, а также обломочных пород типа граувакк, образовавшихся из эффузивов, не подвергавшихся разложению и дифференциации материала.

Расчеты, произведенные А. Б. Роновым при изучении многочисленных архейских разрезов на разных континентах, привели его к следующим выводам. Одними из наиболее распространенных пород являются эффузивы, слагающие от 30 до 40% разрезов, причем всего около 1% относятся к наземным разностям, а остальные — это подводные, преимущественно основные эффузивы. Столь же широко (от 30 до 40%) распространены глины и разнообразные их метаморфические эквиваленты. Существенная роль принадлежит грауваккам — 10—14%. Другие породы имеют резко подчиненное значение: джеспилиты и их аналоги — около 3%, такой же примерно процент приходится на долю аркозов, еще меньше кварцевых песков (около 2%) и доломитов (около 1%). Обращает на себя внимание ничтожное количество известняков, практически полное отсутствие конгломератов и некоторых других типов пород, достаточно широко распространенных в более молодых комплексах, например, эвапоритов.

Особо следует отметить поведение членов рудной триады — Al, Fe, Mn, — столь типичной для седиментации последующих этапов геологической истории. В архее они не образуют единого геохимического комплекса. Накопление Al_2O_3 происходило, вероятно, как в морских, так и континентальных условиях, причем

обычно в тесной ассоциации с SiO_2 . Эта пара, нужно думать, и дала начало типичному сочетанию кварцитов и высокоглиноземных пород в составе одноименной формации, а также в кондалитовой и некоторых других формациях. Железо дает обособленные, иногда довольно крупные концентрации, а марганец существенные накопления образует очень редко.

Кроме состава, архейские толщи имеют ряд других весьма типичных особенностей. Отдельные серии и даже свиты нередко занимают огромные площади более или менее изометричных или неправильных очертаний, что свойственно платформенным осадкам. Мощности их очень велики, вполне сопоставимы и нередко даже превышают мощности целых серий более поздних геологических формаций, но в отличие от последних для архейских толщ совсем не характерны резкие градиенты мощностей. Литологический состав архейских комплексов обычно резко изменяется по вертикали, но сравнительно выдержан в латеральных направлениях, однако иногда встречаются весьма однообразные по составу и очень мощные толщи основных кристаллосланцев, кварцитов и некоторых других пород. Типичной чертой архейских толщ, в том числе самых мощных и включающих самые разнообразные породы, является отсутствие четко выраженных перерывов и несогласий: если они и есть, то представляют собой редкие исключения и нигде не имеют регионального характера.

Все изложенное выше позволяет сделать такие выводы об условиях осадкообразования в архее. Накопление осадков происходило главным образом в водных бассейнах за счет материала, сносившегося с суши, а также поступающего из недр Земли в результате извержений, особенно обильных на ранней стадии архейского развития. Области осадконакопления, судя по площадному распространению многих однотипных пород, были весьма обширными, однако архейские моря были мелководными. Постепенное увеличение массы воды компенсировалось опусканием дна, однако водные бассейны продолжали оставаться мелководными до конца архея — периода наиболее интенсивной гранитизации в истории Земли, когда объем гидросферы резко увеличился в результате выноса из мантии огромных масс ювенильных вод. Опускание дна бассейнов осадконакопления было преимущественно однонаправленным и медленным; хотя мощности архейских толщ весьма велики, но формирование их было очень длительным.

Приподнятые над водой участки суши имели небольшие размеры и сглаженный рельеф: по мнению Н. В. Фроловой, относительное однообразие осадков на обширных площадях можно объяснить лишь наличием большого количества мелких плоских островов, сложенных породами близкого состава. Плоский нерасчлененный рельеф архейской суши, подтверждаемый отсутствием конгломератов и других грубообломочных пород, свидетельствует о том, что процессы горообразования в течение архейской эры не были сколько-нибудь значительными.

Осадкообразование происходило в особых «сверхтропических» климатических условиях. Температура земной поверхности, гидросферы и прилежащих к ним частей атмосферы была очень высокой, на первых порах немногим менее 100° С, в составе атмосферы наряду с парами воды все большее значение приобретали углекислота и азот, постепенно увеличивалась роль кислорода.

В таких своеобразных палеогеографических и климатических условиях должно было особенно интенсивно происходить химическое выветривание пород, при резко подчиненных процессах механического разрушения и дифференциации терригенного материала. Н. В. Фролова высказала предположение, что материал архейских осадков был представлен исключительно молекулярными и коллоидными растворами, причем количество этого материала, перешедшего в раствор или во взвешенное состояние, было очень велико.

Появление в архее обширных участков суши вулканического происхождения имело важные последствия для изменения солевого состава гидросферы и для осадкообразования. Помимо того, что в водные бассейны сносились все большие массы терригенного материала, образовавшегося в результате денудации континентальных площадей, имело значение также одновременное поступление все возрастающего количества растворенных карбонатов, полученных в процессе химического выветривания. Это обстоятельство, по мнению Н. М. Страхова, предопределило существенные изменения в составе гидросферы, которая из хлоридной постепенно преобразовалась в хлоридно-карбонатную, а это в свою очередь повлекло за собой последующую садку карбонатов — преимущественно доломитов, осаждавшихся в открытом море чисто химическим путем, а в прибрежных зонах, где был достаточный приток речной воды, также и известняков.

К числу наиболее примечательных черт архея относятся глубокий метаморфизм и весьма тесная взаимосвязь между метаморфическими и некоторыми магматическими процессами. Метаморфические преобразования пород повсеместно происходят в условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Все суперкрупные формации принадлежат только к двум наиболее высокотемпературным фациям — гранулитовой и амфиболитовой. Особенно характерны породы гранулитовой фации, почти не встречающиеся в более молодых комплексах или, по крайней мере, не образующие среди последних значительные по площади выходы. Взаимоотношения пород гранулитовой и амфиболитовой фаций бывают различными: иногда отмечается обособленное их развитие, в других случаях они пространственно тесно связаны и переходят одна в другую, а местами наблюдается даже послойное чередование этих фаций как в крупном, так и мелком планах.

Вне зависимости от фациальной принадлежности кристаллические породы обладают целым рядом характерных особенностей состава и строения. Они сложены постоянно повторяющимися

минеральными ассоциациями, в которые входит небольшое количество порообразующих минералов. Большая или меньшая крупнозернистость, массивное или полосчатое сложение и кристаллобластические структуры типичны для архейских пород во всех районах их развития. Часто они не имеют ни ясно выраженной слоистости, ни сланцеватости, которые заменяет довольно грубая полосчатость.

В архейских комплексах также повсеместно проявляется ультраметаморфизм — крайне интенсивный высокотемпературный метаморфизм, сопровождаемый образованием кислых выплавов и широким проявлением щелочного и щелочно-кремнекислого метасоматоза. В результате образуются такие особенно широко распространенные смешанные магматическо-метаморфические породы, как мигматиты, отличающиеся исключительным разнообразием состава и строения. Нередко они образуют крупные мигматитовые поля без четких границ: в краевых их частях отмечаются постепенные переходы к окружающим породам гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Наряду с мигматизацией другой важнейшей формой проявления ультраметаморфизма является щелочно-кремнекислый метасоматоз в виде фельдшпатизации и гранитизации, которые можно рассматривать как начальную и конечную стадии единого процесса.

При фельдшпатизации полосчатых пород нередко возникают очковые и ленточные гнейсы. В первых метасоматических новообразованиях полевого шпата представлены округлыми и линзовидными кристаллами и их скоплениями, образующими «очки», резко выделяющиеся на фоне более мелкозернистой и однообразной массы гнейса или кристаллосланца. Ленточные гнейсы, образующиеся в результате последнего замещения материала, по внешнему виду очень похожи на полосчатые мигматиты, а иногда и вовсе не отличаются от них. Очень рельефно проявляется фельдшпатизация в кварцитах, в которых нередко удается установить все возможные переходы — от лишь слегка фельдшпатизированных разностей с рассеянным в межгранулярных промежутках полевошпатовым материалом, до полностью гранитизированных превращенных в крупнозернистые лейкократовые аляскитовидные граниты.

В результате гранитизации толщ самого разнообразного состава образуется группа очень широко распространенных пород — гранито-гнейсов. Наиболее типичные их особенности — это непостоянство химического и минерального состава, обнаруживающего тесную связь с составом вмещающих пород, наличие обычно четко выраженных полосчатых и иных текстур, отвечающих текстурам вмещающих пород и, наконец, постепенные переходы по простиранию к суперкрупным формациям. Последняя особенность позволяет нередко с полной определенностью установить, за счет какой части стратифицированного субстрата образованы

гранито-гнейсы. В ряде случаев было выявлено, что мощность гранитизированных частей разреза при этом не увеличивается, а это доказывает отсутствие более или менее значительной магматической инъекции.

Настоящие магматические интрузивные породы в архейских комплексах крайне бедны. Среди них выделяются две главные группы, резко разобщенные во времени: ранняя, сформированная до проявления ультраметаморфизма, и поздняя, одновременная с последним и завершающая его.

В первую из названных групп входят породы преимущественно основного и ультраосновного состава, преобразованные в амфиболиты, основные и ультраосновные кристаллосланцы. Они образуют обычно небольшие, разнообразные по форме тела, обычно тяготеющие к поверхностям напластования во вмещающих породах и поэтому подчиненные общей складчатой структуре.

Ко второй группе относятся анатектические (палингенные) гранитоиды довольно пестрого состава, а также относительно более поздние, нередко трещинные интрузивы, представленные обычно аляскиотовидными и аплитовидными гранитами и гранит-пегматитами.

Все они отличаются от более молодых гранитоидов весьма примечательными особенностями: они не образуют заметно дифференцированных массивов и не несут на себе никаких признаков, которые бы позволили выделить среди них разные фации глубинности.

Анатектические гранитоиды представлены гранодиоритами и кварцевыми диоритами, нормальными гранитами и плагиогранитами. По валовому химическому составу они мало отличаются от интрузивных гранитоидов более поздних геологических эпох, но нередко обладают гранобластовыми структурами. В них местами встречаются в качестве породообразующих такие минералы, малохарактерные для обычных гранитоидов, как гиперстен, гранат, графит и другие, входящие одновременно в состав вмещающих суперкрупных формаций. Массивы этих гранитоидов имеют небольшие размеры, обычно не превышающие нескольких квадратных километров. Они образуют бескорневые тела пластообразной или неправильной формы, иногда с ясно выраженными секущими контактами, но чаще имеют постепенные переходы к вмещающим породам, в особенности к мигматитовым полям. В связи с наиболее крупными телами довольно часто находятся жилы ортотектитов и аплитов, но лампрофиры отсутствуют.

Одной из самых замечательных разновидностей гранитоидных пород являются чарнокиты, содержащие гиперстен и гранат в качестве главных породообразующих минералов и обладающие гранобластовой структурой. Минеральные ассоциации чарнокитов, как и других анатектических гранитоидов, всегда такие же, как и вмещающих пород

Наиболее молодыми в рассматриваемой группе являются субщелочные аляскиотовидные и аплитовидные граниты и гранит-пегматиты, реже трондьемиты. Они образуют мелкие линзовидные, жилеобразные и неправильные по форме тела с четко выраженными рвуцами контактами. Породы эти отличаются однообразием и однородностью состава, текстурных и структурных признаков.

В настоящее время все большее количество исследователей приходит к заключению о множественности факторов метаморфизма, однако ведущая роль среди последних принадлежит температуре, так как для любой горной породы есть предел существования в твердом состоянии в условиях земной коры, в частности, для гранитов он оценивается примерно в 700°C . Очевидно, что температуры регионального метаморфизма для пород близкого состава должны быть несколько ниже. Такие температуры, как показывают расчеты, должны господствовать в земной коре на глубинах порядка 30—35 км, однако следует иметь в виду, что в конце архея земная кора только за счет радиоактивного распада получила тепла почти в пять с половиной раз больше, чем в настоящее время. Поэтому приходится принять очень небольшие глубины регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в архее, вряд ли превышающие 5—6 км. В. И. Вернадский давно уже отметил, что именно большое количество радиоактивного тепла обусловило высокую интенсивность метаморфизма в архее. Важно при этом подчеркнуть, что распределение тепловой энергии было более или менее равномерным во всей массе континентальной коры.

В результате мощного и длительного теплового воздействия архейские комплексы проходили при своем становлении через такие стадии: осадочно-вулканогенный литогенез → региональный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций → ультраметаморфизм → образование интрузивных магматических пород (палингенез с частичным перемещением кислой магмы на верхние уровни). Такая последовательность доказывает автономность регионального метаморфизма и магматизма, которые, как и тектонические процессы, имеют общий энергетический источник в верхней мантии.

На начальных стадиях процесса, через которые прошли все породы суперкрупных формаций, привнос материала из глубин ограничивался главным образом водой и углекислотой, если не считать извержений основной магмы. В стадию ультраметаморфизма из глубинных источников начали поступать в огромных количествах щелочные металлы, обусловившие повсеместное развитие щелочного метасоматоза. Этот процесс сопровождался постепенным общим подъемом геоизотерм, что в конце концов привело к массовым, хотя и локальным проявлениям палингенеза, а затем к некоторому перемещению кислых расплавов на более высокие горизонты. Возможно, что этот грандиозный заключительный процесс архейской истории был довольно сильно

растянут во времени и в разных местах закончился не одновременно. Именно этим обстоятельством могут объясняться радиометрические данные, указывающие на разный возраст этой великой эпохи ультраметаморфизма, гранитоидного магматизма и связанной с последним небогатой эндогенной минерализации.

Тектонические структуры архея — как региональные, так и локальные — также отличаются большим своеобразием. Основной фон структуры кристаллических массивов образуют крупные куполовидные вздутия разной формы и происхождения, сочетающиеся с линейными складками, одни из которых осложняют куполовидные структуры, а другие имеют самостоятельное значение.

Среди куполовидных структур особый интерес представляют гранито-гнейсовые купола. Центральная их часть сложена гранито-гнейсами или мигматитами и представляет собой почти изометрический «антиклинорий» с преобладающими периклинальными падениями полосчатости по периферии и осложненный довольно спокойными мелкими складками нелинейного типа. Суперкрупные породы, окаймляющие гранито-гнейсовое ядро, образуют систему кольцеобразно расположенных синклиналей, в которых наряду с мелкой дисгармоничной складчатостью отмечаются складки «линейного» типа, нередко сильно сжатые и опрокинутые в сторону от ядра купола. Очень похожее строение имеют некоторые гнейсовые купола, у которых гранито-гнейсовое ядро отсутствует; возможно, что некоторые из них представляют собой апикальные части гранито-гнейсовых куполов.

Второй тип куполовидных структур представляют собой крупные сводообразные поднятия, в центральной части которых обнажаются древние породы, а по периферии — более молодые, нередко заходящие глубоко внутрь поднятия и формирующие систему веерообразно расходящихся и ветвящихся синклинальных структур, осложняющих поднятие. Вместе с тем для них типично наличие мелких брахиформных антиклиналей и синклиналей, а также чередование складок, которые характеризуются полными залеганиями в крыльях с крутыми сильно сжатыми складками. Некоторые из крупных сводообразных структур отличаются наличием «перекрестной» складчатости, образующейся при пересечении двух перпендикулярных систем «линейных» складок.

Наряду с куполовидными структурами достаточно широким развитием пользуются и линейные складки. Они имеют, однако, ряд специфических особенностей: антиклинории представляют собой как бы «перевернутые» синклинории и не отличаются от последних ни полнотой разрезов, ни мощностью, ни литофациальными и другими особенностями слагающих пород, обычно столь различных даже в соседних разновозрастных антиклинориях и синклинориях геосинклинальных складчатых областей; складки часто характеризуются резко выраженной изменчивостью положения их шарнира в вертикальной и горизонтальной плоскостях,

благодаря чему системы складок нередко дугообразно изогнуты в плане, осложнены брахиформными складками и обладают «ложными» направлениями складчатости.

Среди региональных структур нет крупных разрывных нарушений, сопряженных со складчатостью, более того, отсутствуют крупные разломы, протягивающиеся на сотни или даже десятки километров, для которых был бы доказан архейский возраст. Не установлены на щитах и глубинные разломы архейского возраста. Поскольку с глубинными разломами, как справедливо указывает А. В. Пейве, генетически связаны линейные формы больших тектонических структур, а последние начали отчетливо проявляться только в протерозое или, быть может, в эозое, то это, видимо, свидетельствует в пользу того, что более или менее четко выраженных зон глубинных разломов в архее еще не было.

На фоне крупных региональных структур, в условиях резко выраженных дифференциальных движений и пластических деформаций, развиваются многочисленные и многообразные складки разных размеров, будинаж-структуры, тектоническое разлинование и другие локальные структурные формы. Широко развиты небольшие куполовидные и чашеобразные складки с поперечником от нескольких сотен метров до нескольких километров. Средние и мелкие протяженные складки характеризуются большим разнообразием морфологии и различным положением по отношению к основным элементам крупных складок; даже в наиболее простых случаях в системах таких «линейных» складок нередко отмечается резкое несоответствие в положении осевых плоскостей, вплоть до взаимно перпендикулярной их ориентировки. Наряду с довольно простыми короткими складками встречаются сильно пережатые складки, складки-флексуры, обычно с разрывом среднего крыла, очень типичны «ныряющие» складки с крутым, вплоть до вертикального, положением шарнира. Очень широко развита мелкая дисгармоничная складчатость, которая местами поражает мощные толщи, но чаще наблюдается только в некоторых пачках и пластах или в отдельных их частях; нередко рисунок складчатости совсем не похож даже в рядом расположенных пластах близкого или одинакового состава. Очень часто наблюдаются складки течения с резко раздутыми ядрами и пережимами на крыльях. Разрывные нарушения небольшой протяженности и амплитуды в отличие от крупных разломов развиты достаточно широко.

Складчатые структуры архея, если их рассматривать в совокупности, резко отличаются от тех, которые наблюдаются как в геосинклинальных складчатых областях, так и на платформах любого возраста. По структурным признакам в пределах кристаллических массивов не могут быть выделены ни участки геосинклинального типа (для которых типично развитие полной, или голоморфной складчатости), ни платформенного (на которых развивается прерывистая, или идиоморфная складчатость).

Подводя некоторые итоги приведенной выше характеристики архейской структуры, прежде всего следует отметить, что в целом она имеет нелинейный характер. Второй весьма примечательной ее особенностью является резкое несоответствие характера деформаций крупных региональных и осложняющих мелких локальных форм: первым свойственна относительная простота, вторым — крайняя сложность, а вместе они создают неповторимый структурный рисунок. Третья типичная особенность архейской складчатости — это ее «плоскостность», выражающаяся в том, что на обширных пространствах она охватывает одни и те же или разновозрастные свиты.

В заключение следует подчеркнуть еще одну особенность архейской тектоники, заключающуюся в том, что становление структур представляется как бы одноактным, но сильно растянутым во времени процессом, проходившим одновременно с ультраметаморфизмом. Эту наиболее древнюю и весьма длительную эпоху складчатости удобно именовать позднеархейской.

Поскольку эти особенности характеризуют все без исключения известные выходы архея, не переработанные более поздней складчатостью, можно думать, что в это время континентальная кора в целом представляла собой единую подвижную область особого типа, в которой не было таких резко отличающихся по характеру тектонических движений и структурных форм участков, как геосинклинали и платформы.

Рассмотрение особенностей тектонической структуры архея приводит к выводу, что она образовалась в условиях резко выраженной пластичности пород, их текучести и сопровождалась явлениями ультраметаморфизма. Поэтому для нее целесообразно принять предложенный В. В. Белоусовым термин — метаморфический тип складчатости; этот термин хорош и тем, что он подчеркивает особую роль метаморфизма, являющегося важнейшим процессом в догеосинклинальном развитии земной коры.

В соответствии с особенностями осадкообразования и магматизма весьма специфической является и архейская металлогения. Большая часть в общем то довольно бедной минерализации, не идущей ни в какое сравнение с богатейшей и разнообразной минерализацией протерозоя и более поздних эр, связана с метаморфическими процессами. Одну из наиболее интересных с практической точки зрения групп образуют метаморфические месторождения, важнейшей особенностью которых является их неразрывная связь с определенными суперкрупными формациями: закономерности пространственного размещения месторождений этой группы целиком определяются распространением соответствующих формаций и составляющих их отдельных типов пород. В этой группе находятся месторождения железа, флогопита, графита, силлиманита, отчасти кианита и корунда, возможно также магнетита и апатита. Вторая группа промышленно интересной архейской минерализации включает пегматитовые месторождения

слюды, керамического сырья и в меньшей мере редких металлов, связанных с поздними аляскиотовидными гранитами.

Следует отметить, что архейский возраст предполагается некоторыми исследователями для ряда крупных постмагматических месторождений — золотых, медных, полиметаллических и других, главным образом на том основании, что они залегают в архее. Однако особенности формирования архейских гранитоидов, в подавляющей массе имеющих метасоматическое и анатектическое происхождение, по-видимому, исключает возможность нахождения в связи с ними значительных постмагматических месторождений. Поэтому очень разнообразная и порой весьма продуктивная минерализация, выявленная в пределах архейских комплексов, по-видимому, связана с более поздними, в особенности протерозойскими, магматическими комплексами.

Важнейшими факторами, определяющими характер архейской металлогении, являются: 1) наличие в разрезах суперкрупных формаций, благоприятных для оруденения, 2) развитие поздних гранитоидов интрузивного происхождения, 3) высокая степень метаморфизма пород, обеспечивающая коренные преобразования их минерального состава.

Проведенный краткий анализ геологических особенностей областей архейской складчатости показывает их неповторимое своеобразие и тем самым устанавливает наличие резкой грани между ними и всеми более молодыми геологическими образованиями.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП

В геосинклинальном, или, точнее, геосинклинально-платформенном, этапе развития земной коры, охватывающем огромный промежуток времени, порядка 2700 млн. лет, довольно четко могут быть выделены две стадии: ранне- и позднегеосинклинальная. Граница между ними несколько условно определяется рубежом абсолютного возраста около 1200 млн. лет, который ряд исследователей принимает также за границу между средним и поздним протерозоем.

Поскольку во всех порегионных очерках содержится достаточно подробная характеристика геологических процессов и образований фанерозоя, получивших к тому же обобщенную характеристику во вводном разделе настоящего труда, здесь главное внимание будет уделено раннегеосинклинальной стадии.

Большое значение для направленности хода геологических процессов в начале геосинклинального этапа имели несколько факторов, частично еще обусловленных событиями, завершившими догеосинклинальный этап. К числу таких факторов относятся: 1) массовый привнос из мантии воды, углекислоты и щелочных металлов в конце догеосинклинального этапа, существенным образом изменивший состав материковой коры, атмосферы и гидросферы и резко увеличивший количество воды в океанах;

2) повсеместная консолидация и гомогенизация материковой коры в результате позднеархейской складчатости; 3) возникновение системы планетарных глубинных разломов, обусловивших блоковое строение коры, заложение протогеосинклиналий и палеоавлаконов, и конфигурацию протоплатформ.

Наиболее древние образования раннегеосинклиналий выделяются нами в отдельную эозойскую группу, занимающую промежуточное положение между археем и протерозоем [44-1]. В сложении эозоя участвует ряд формаций, в целом резко отличающихся от архейских, а некоторые исследователи выделяют среди них и метаморфизованные формации, сходные с типичными геосинклиналиями — спилит-кератофировые и другие. В эозойских комплексах отмечаются отчетливые признаки тектонической дифференцированности: наличие устойчивых поднятий, сложенных археем, и областей прогибания, в которых отмечается линейная конседиментационная расчлененность; достаточно четко выраженная линейность характерна и для многих тектонических структур. В то же время эозоя сближает с археем повсеместный региональный метаморфизм (выраженный, однако, только в амфиболитовой фации) и очень широко проявленный ультраметаморфизм (по ряду особенностей также отличный от архейского). Таким образом, важнейший геологический фактор догеосинклиналий — высокотемпературный метаморфизм — продолжает играть первостепенную роль в начале раннегеосинклиналий, хотя в отличие от архея его воздействие ограничивается зонами, имеющими четко выраженный линейный характер.

С начала раннего протерозоя различия между догеосинклиналиями и геосинклиналиями-платформенными этапами становятся разительными, что ясно видно при беглом анализе главных геологических процессов в их совокупности.

Имеющийся фактический материал позволяет утверждать, что для раннегеосинклиналий известны почти все осадочные и осадочно-вулканогенные формации, свойственные геосинклиналию в целом, за исключением угленосных и некоторых других, более редких; вместе с тем следует подчеркнуть, что многие из них являются только гомологами более поздних. На эту важную особенность докембрийских формаций впервые обратил внимание Н. С. Шатский, отметивший, что, например, джеспилитовые формации вовсе не являются представителями (или заместителями) более поздних вулканогенно-кремнистых формаций, а образуют самостоятельный ряд, свойственный только протерозою. Такими же гомологами соответствующих более поздних образований являются и некоторые другие ранне- и среднепротерозойские формации — флишoidная, молассоидная, хемогенная доломитовая, песчано-конгломератовая типа знаменитых золотоносных конгломератов Витватерсранда в Южной Африке и другие.

По вещественному составу породы, слагающие все раннегеосинклиналии, немногим отличаются от тех, которые

образовались в догеосинклиналий этап — это подводные и наземные вулканиты, разнообразные песчаники, карбонатные породы, глины и их метаморфические аналоги, железистые и другие породы, — однако количественные соотношения их иные. По сравнению с предшествующим этапом резко увеличивается роль железистых пород, доломитов и аркозов, развиваются мощные коры выветривания, появляются конгломераты и эвапориты. Огромное значение для осадкообразования имело возникновение и развитие растительного мира. Остатки фитопланктона сохраняются в нижнепротерозойских отложениях, а во второй половине раннегеосинклиналий уже заметную роль играют водорослевые рифогенные доломиты; в это же время за счет сапропелевого вещества в глинах образовались шунгиты. Таким образом, в протерозое по сравнению с археем отмечаются определенные изменения в составе пород, однако резкие качественные изменения в литогенезе проявляются главным образом не в составе пород, а в их ассоциациях, образующих соответствующие формации.

Протерозойские формации качественно резко отличаются от архейских также и тем, что они четко разделяются на две группы — геосинклиналии и платформенные, каждой из которых присущи свои особенности расположения в пространстве, разная изменчивость литофаций в вертикальном и латеральном направлениях, различная мощность разновозрастных толщ и неодинаковые градиенты мощностей и т. д.

Важные особенности геологической истории выявляются при анализе распространения вулканических пород, главная масса которых сосредоточена в геосинклиналиях. В отличие от архея, когда извержения имели ареальный характер, уже в раннем протерозое картина резко изменяется: вулканические очаги локализируются в пределах относительно узких и протяженных линейных зон, связанных с развитием глубинных разломов. Этот повсеместно проявленный и весьма интенсивный подводный вулканизм позднее, в среднем протерозое, сменился преимущественно наземным постепенным затухающим вулканизмом, происходившим в условиях «полугеосинклиналий» или платформенного режима.

Интрузивный магматизм проявлен весьма многообразно. Наряду с многочисленными интрузивными формациями, типичными для геосинклиналий в целом и связанными с несколькими тектоно-магматическими эпохами, целый ряд весьма специфических формаций — гранитов рапакиви, анортозитов, гранитоидов, щелочных пород и некоторых других — был сформирован в первой половине среднего протерозоя. Наличие этих формаций, однако, не может поколебать главного вывода, что магматические проявления раннегеосинклиналий имеют много общего с позднегеосинклиналиями, но коренным образом отличаются от архейских. Важно при этом подчеркнуть, что к концу раннегеосинклиналий магматическая деятельность постепенно затухает и наиболее поздние ее проявления представлены во

многих регионах лишь излияниями платобазальтов, от которых в большинстве случаев сохранились только «корни» в виде даек.

Метаморфические процессы, в полном соответствии с принципом необратимости геологического развития, также претерпевают достаточно резкие изменения во времени. Протерозойские комплексы в целом отличаются от архейских прежде всего значительно большим разнообразием типов метаморфических преобразований: если в архее наблюдаются только проявления регионального метаморфизма высоких ступеней, то уже в раннем протерозое отмечаются все известные главные типы метаморфизма. Наиболее резкие отличия между характером метаморфизма в архее и протерозое наблюдаются в проявлениях локального, контактового и динамотермального метаморфизма. Такие породы, как типичные скарны, контактовые роговики, бластомилониты и другие метаморфические и контактово-метасоматические породы, широко распространенные в протерозойских и фанерозойских комплексах, — совсем не характерны для архейских образований, а если и находятся среди последних, то в большинстве случаев удается установить их наложенный характер и принадлежность к одному из протерозойских или еще более поздних этапов развития.

В протерозойских комплексах отмечаются все фации регионального метаморфизма, однако наиболее типично развитие низких ступеней — эпидот-амфиболитовой фации и более низкотемпературных, а также закономерная смена в горизонтальном и вертикальном направлениях разных фаций. Наличие метаморфической зональности приводит к тому, что большая часть протерозойских комплексов является в целом полифациальной. Метаморфизм при этом местами достигает высоких ступеней и сопровождается проявлениями ультраметаморфизма. Такие участки по внешним признакам вполне можно принять за архейские образования и только наличие постепенных переходов к менее метаморфизованным породам, т. е. установление метаморфической зональности, помогает установить их истинную природу. В полифациальных метаморфических комплексах нижнего протерозоя (так же, как и в более молодых) наблюдаются самые разнообразные породы — от находящихся на высоких ступенях метаморфизма, до практически не метаморфизованных, претерпевших только эпигенетические преобразования. Совместное нахождение высокотемпературных и низкотемпературных фаций, а также пород, подвергшихся только эпигенезу, приводит к выводу, что глубинные тепловые потоки и гранитизирующие растворы не были в это время распределены так равномерно во всей континентальной коре, как это было в архее, а приурочивались к отдельным зонам повышенной проницаемости.

Выше уже говорилось о том, что начало раннегеосинклинальной стадии знаменуется возникновением в земной коре важнейших элементов структуры первого порядка, не известных ранее — глубинных разломов, геосинклиналей и платформ. Однако все

они обладают некоторыми специфическими особенностями и не являются полными аналогами соответствующих структурных элементов более поздних периодов.

Прежде всего это касается глубинных разломов. Первые структуры этого типа еще не разделяли участков земной коры с разной историей геологического развития, поскольку после позднеархейской эпохи складчатости и сопутствующего ультраметаморфизма кристаллическая кора была более или менее однородной. Однако глубинные разломы имели характер сквозных структур, проникавших в мантию, и являлись каналами для базальтовой магмы, продукты которой принимают существенно участие в сложении вулканогенно-осадочных толщ первых геосинклинальных прогибов. Отличительной особенностью развития глубинных разломов была также значительная «насыщенность» ими отдельных участков земной коры, сравнительно небольшая протяженность многих из них и нередко довольно резко выраженная искривленность в плане.

Ряд специфических черт несут на себе и раннепротерозойские геосинклинали, или протогеосинклинали, которые по строению и истории развития могут быть отнесены к трем типам. Первый из них — это геосинклинальные прогибы, особенно тесно связанные с глубинными разломами и имеющие много признаков частых геосинклиналей более поздних периодов. Прежде всего это проявляется в характере выполняющих их формаций, образующих обычный или близкий к нему «геосинклинальный набор», к которому, однако, нередко присоединяется весьма специфический комплекс вулканогенных джеспилитовых формаций. Местами отмечается целая серия таких прогибов и тем не менее их нельзя отнести к единой геосинклинальной области в общепринятом смысле, так как осадкообразование геосинклинального типа в участках между этими прогибами не происходило. В расположении прогибов не отмечается никаких признаков унаследованности от структурных форм или направлений архейского этапа. Сформированные на их месте синклинали обладают необращенными складчатыми формами и большой глубиной заложения, достигающей 8—9 км. Геосинклинали подобного типа можно называть тафрогеосинклиналями (тафрос — по-гречески — ров), или шовными геосинклиналями.

Второй тип геосинклиналей характеризуется сложным сочетанием обычно небольших по размерам частных прогибов и разделяющих их также небольших архейских глыб. Некоторые из глыб лишены нижнепротерозойских отложений, на других последние имеются, но разрезы их неполные и небольшой мощности, и тогда глыбы имеют характер срединных массивов или антиклинорийев. Геосинклинали этого типа можно называть глыбовыми.

К третьему типу относятся нормальные геосинклинали с такими же особенностями внутреннего строения, как и любые более молодые структурные элементы этого типа.

Среди платформенных структурных элементов раннегеосинклинальной стадии находятся подвижные и устойчивые платформы. Выделение первых довольно затруднительно в связи с тем, что они по ряду признаков иногда похожи на миегеосинклинальные зоны, а в других случаях тесно связаны в своем развитии с предшествующим геосинклинальным режимом и завершают его. Для подвижных платформ наиболее типичны следующие признаки: 1) нередко очень большая мощность отложений, измеряемых многими километрами; 2) многообразие магматических проявлений, в том числе гранитоидного магматизма; 3) разнохарактерность метаморфизма — в общем слабого, но достаточно интенсивного в экзоконтактовых зонах гранитоидов; 4) довольно интенсивная «полуплатформенная» складчатость. По мнению Е. В. Павловского, важным признаком некоторых подвижных платформ (протоплатформ) является локальная ремобилизация кристаллического фундамента и образование гранито-гнейсовых куполов.

Устойчивые платформы по характеру развития на них формаций, слабым складчатым деформациям, отсутствию крупных гранитоидных плутонов и сколько-нибудь заметного метаморфизма похожи на соответствующие структурные элементы более поздних геологических периодов.

В полном соответствии с разнообразием осадочных и магматических формаций находится очень богатая и многообразная рудная минерализация. Анализируя распределение месторождений полезных ископаемых в пространстве и времени, А. В. Сидоренко отметил, что в докембрийских щитах сосредоточена большая часть запасов руд железа, марганца, хромитов, меди, сульфидного никеля, кобальта, золота, платины, мусковита, флогопита, а также большое количество других полезных ископаемых. Некоторая их часть имеет более молодой возраст, но основная масса принадлежит раннегеосинклинальной стадии, которая предстает как важнейшая в металлогеническом отношении.

На основании анализа радиометрических данных А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич выделили в рамках рассматриваемого периода времени две главные эпохи минерализации. Первая из них, имевшая место 1900 ± 100 млн. лет назад, характеризовалась формированием крупных магматических тел разного состава и связанных с ними многочисленных, в том числе огромных месторождений. В течение второй эпохи, ограниченной возрастными рамками порядка 1600—1400 млн. лет, также были сформированы разнообразные месторождения, однако их количество и масштаб не идут ни в какое сравнение с предшествующей грандиозной эпохой, которая по своей продуктивности может быть сравнима только с герцинской металлогенической эпохой. Вместе с тем следует подчеркнуть, что целый ряд важнейших металлов, например: олово, молибден, вольфрам, сурьма, ртуть и др. — практически не известны в протерозое, что свидетельствует о необратимости металлогенических процессов.

В целом раннегеосинклинальную стадию можно рассматривать в качестве крупнейшего «законченного» цикла. В течение этого цикла неоднократно происходила резкая активизация тектонических и магматических процессов, однако общая направленность хода геологического развития сводится к постепенному затуханию геосинклинального режима и господству режима платформенного. На рубеже ранне- и позднегеосинклинальной стадии континентальная земная кора, по-видимому, во второй раз испытала всеобщую консолидацию, хотя характер приведших к этому геологических процессов коренным образом отличался от процессов, завершавших архейский этап.

История формирования геологической структуры в позднегеосинклинальную стадию — это история байкальских, каледонских и более молодых складчатых сооружений, а также чехла древних и молодых платформ; она была охарактеризована порегионно при описании соответствующих структурных элементов. Поэтому здесь мы остановимся только на новообразованных в позднегеосинклинальную стадию подвижных областях, которые с течением времени приобрели ведущее значение. На это впервые обратил внимание Г. Ф. Мирчинк, назвавший соответствующие структуры глыбовыми.

При рассмотрении истории развития восточносибирских и казахстанских каледонид указывалось, что начиная с девона и до конца палеозоя они характеризовались геотектоническим режимом, который нельзя назвать ни типично геосинклинальным, ни платформенным. Для начала этого периода характерно накопление грубых красноцветных молассоидных формаций в сопровождении вулканитов, относящихся к липаритовой или трахиандезитовой формациям, которые позднее сменяются морскими карбонатными формациями, а затем снова молассоидными — пестроцветными, угленосными и соленосными; мощность их обычно резко меняется даже на коротких расстояниях — от десятков метров до нескольких километров. Интрузивные породы часто обнаруживают тесную связь с эффузивами и образуют совместно с ними специфические вулканоплутонические формации, но в других случаях внедряются далеко за пределами распространения осадочно-вулканогенных пород; в этом случае они местами представлены крупными массивами гранитоидов, но чаще для них типичны трещинный характер, резко выраженная гипабиссальность и повышенная щелочность, вплоть до появления настоящих щелочных пород. Тектонические структуры наиболее близко отвечают термину «германотипные дислокации»: это в первую очередь впадины, формирующиеся вдоль разломов, грабен-синклинали, горст-антиклинали и другие формы складчато-глыбовых дислокаций, а также обширные сводовые поднятия, на фоне которых нередко происходит образование всех этих структур. Складки имеют угловатую коробчатую и флексурообразную форму, простирания их часто и резко меняются, вплоть до взаимно перпендикулярной ориенти-

ровки, углы падения пород в крыльях изменяются на коротких расстояниях от очень пологих до вертикальных. Вблизи разломов всегда отмечается резкое увеличение интенсивности и сложности складчатых дислокаций.

Очень похожие во многом особенности геологического развития выявляются на обширных пространствах восточных районов нашей страны. Послегеосинклинальный этап начался в разных участках неодновременно — от поздней юры (в Восточном Забайкалье) до второй половины позднего мела (в Сихотэ-Алине). Этот этап нелегко отделить от заключительного геосинклинального этапа и поэтому неудивительно, что многие исследователи их объединяют. Однако историко-геологический анализ показывает, что постепенное снижение интенсивности тектонических движений и магматизма, связанное с затуханием геосинклинального процесса, сменяется периодом резкой активизации, сопровождающимся возникновением весьма специфических осадочно-вулканогенных и вулканоплутонических формаций, формированием своеобразных тектонических форм и другими особенностями, не свойственными ни геосинклиналям, ни платформам. Оказывается, что все эти черты характеризуют не только область развития мезозойд, но наблюдаются также далеко за их пределами, в частности, в такой весьма стабильной и консервативной части Сибирской платформы, как Алдано-Витимский щит.

Для выявления главных особенностей этого третьего типа основных структурных элементов земной коры большое значение имели работы Е. В. Павловского, который назвал процессы их образования аркогенезом. Позже они получили у разных авторов самые различные наименования, в частности, автором они называются процессом сводово-глыбовой орогенной активизации [42-1].

Области сводово-глыбовой орогенной активизации в конце позднегеосинклинальной стадии по занимаемым ими площадям уже не уступают, а может быть превосходят геосинклинальные области, однако эти подвижные области даже совместно значительно уступают платформам, охватывающим большую часть территории нашей страны.

ПОСЛЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП

Последний период геологической истории, охватывающий неоген и антропоген, обычно выделяется в качестве новейшего, или неотектонического, этапа. Неотектонические движения в той или иной форме проявились на всей территории нашей страны и обусловили основные черты современного рельефа. Большинство геологов считают, что этот этап представляет собой новую веху в геологической истории, но при этом возникает вопрос — является ли он заключительным для геосинклинально-платформенного развития земной коры или отвечает какому-то другому, качественно отличному режиму?

Для ответа на этот вопрос решающее значение имеет правильная квалификация тех областей, которые в неотектоническом этапе характеризуются резким усилением тектонической активности, что находит выражение прежде всего в формировании мощных горных сооружений, высокой сейсмической активности и проявлениях вулканизма. Области с тем или иным сочетанием этих признаков занимают обширные участки на южных и восточных окраинах нашей страны. На востоке большинство исследователей относят к современному геосинклиналям Курило-Восточнокамчатскую зону. Некоторые ученые относят вслед за А. Д. Архангельским к этой же категории структур и молодые горные сооружения Средней Азии.

Однако имеются сторонники и иных представлений о неотектонической природе этих областей, согласно которым последние хотя и имеют определенные черты сходства с геосинклиналями, но тем не менее таковыми не являются. Автор, в частности, тоже считает, что подвижными областями новейшего этапа присущи особенности, достаточно резко отличающие их от геосинклиналей, но вполне укладывающиеся в рамки той характеристики, которая была дана ранее областям сводово-глыбовой орогенной активизации. Эти своеобразные подвижные области на протяжении длительного времени развивались, охватывая все большие площади, параллельно с геосинклиналями, но в конце концов полностью заместили их. Поэтому неотектонический этап в целом выделяется в качестве послегеосинклинального. Одновременно с геосинклиналями, очевидно, исчезли и платформы, а их место заняли континентальные стабильные области, охватывающие большую часть территории нашей страны.

Общая характеристика неотектонических движений и возникающих при этом геологических новообразований давалась неоднократно многими учеными. Одна из наиболее полных и достаточно кратких дана В. В. Белоусовым, к которой мы и обратимся.

«Известно, что значительными молодыми вертикальными движениями, совпадающими по времени с «активизацией» в Тянь-Шане, была охвачена вся Южная и Восточная Сибирь. Сюда относятся такие области, как Алтай, Западные и Восточные Саяны, Прибайкалье и Западное Забайкалье. Все эти области закончили свое геосинклинальное развитие в герцинском или каледонском циклах или даже в протерозое, длительное время уже были платформами, а в неогене и четвертичном времени подверглись «активизации». Последняя выражена главным образом в усиленном росте поднятий. Но вместе с ними «активизируются» и прогибы. Размах этих вертикальных движений в перечисленных областях меньше, чем в Тянь-Шане, и едва ли его можно сравнивать с геосинклинальным, но он значительно больше, чем на платформах. Вместе с тем «активизация» в этих областях приобретает и некоторые другие черты. Так, следует отметить образование в пределах этой зоны

грабенов байкальского типа с очень большим опусканием в них земной коры. Известно, что наиболее интенсивные опускания в этих грабенах развивались именно начиная с неогена. Однако в той же зоне еще раньше происходили тектонические явления специфического характера. Мы имеем в виду формирование пресноводных мезозойских впадин в Забайкалье, Приамурье, Монголии. Не можем ли мы и это дробное расчленение земной коры на многочисленные горы и грабены, происшедшее еще в мезозое и развивавшееся все сильнее в последующее время, отнести к той же категории явлений, к которым мы отнесли новую «активизацию» Тянь-Шаня и Южной и Восточной Сибири?

Этот вопрос позволяет нам с еще более широкой точки зрения посмотреть на то, что происходит в мезозое и в особенности в кайнозое на огромных площадях Центральной Азии. Обратимся сперва к кайнозою. Колоссальная территория, лежащая в самом сердце Азиатского материка, начиная с неогена, испытала исключительно большое поднятие, на фоне которого значительно обострилось расчленение на поднятия и прогибы...

Но в мезозое эти области уже отличались некоторой специфической развития, к которой в первую очередь следует отнести широкое развитие в Центральной Азии замкнутых впадин — и мелких, и очень больших, выполнявшихся мощными континентальными мезозойскими отложениями. Эти впадины по своему облику не похожи ни на интрагеосинклинали, ни на платформенные субгеосинклинали. В них не было ясно выраженной частной инверсии. Складчатость носит глыбовый характер. Выполнены эти прогибы исключительно континентальными озерными отложениями. Среди последних развиты довольно широко вулканические лавы разного состава, но преимущественно основные. Развиты также малые гранитные интрузии. Вместе с тем амплитуда прогибания этих впадин чрезвычайно велика: юрские отложения достигают мощности 6000 м, меловые 5000 м, третичные не менее 1000 м. При образовании мезо-кайнозойских прогибов и разделяющих их поднятий большую роль играли тектонические разрывы, которые разбивают земную кору на мозаику поднятых и опущенных блоков...

Соединяя все, что было только что сказано об особом развитии Центральной Азии, мы можем прийти к выводу, что в этой области в мезозое и особенно в кайнозое наблюдается совершенно особая форма тектонического развития, ранее не проявлявшаяся, лишь в некоторых своих чертах может быть сходная в какой-то мере с геосинклинальной, но в целом представляющая собой нечто новое в истории земной коры...

Этот новый тип тектонического развития приходит на смену геосинклинально-платформенному, которое характеризовалось сокращением геосинклиналей и разрастанием платформ. Несомненно в этой новой форме развития проявляются признаки новой активизации движений земной коры, показывающей, что преды-

дущий рост платформ вовсе не был связан с исчерпанием внутренних источников тектонической активности земного шара. С другой стороны, эта новая активизация как будто в общем не зависит в своем пространственном проявлении от предыдущего развития земной коры, так как она охватывает самые различные тектонические зоны: платформы различного возраста и альпийские геосинклинали. Отсюда можно предположить, что с этой активизацией начинается некий новый этап в развитии земной коры, следующий за геосинклинально-платформенным» [16].

В одном ряду с упомянутыми в цитированном тексте областями активизации В. В. Белоусов рассматривает и области, прилегающие к Тихому океану, в их числе Восточную Камчатку и Курильскую островную дугу, находящиеся, по его представлениям, в сфере процессов океанизации.

Вне зависимости от того, происходит ли в действительности процесс океанизации земной коры или нет (на эту тему среди геологов и геофизиков ведется ожесточенная дискуссия), автору представляется, что вся восточная окраина нашей страны, где наблюдаются интенсивные проявления современного вулканизма и сейсмичности, образование складок и крупных разломов с дифференциальным перемещением крупных блоков также принадлежит к областям сводово-глыбовой орогенной активизации.

Если это действительно так, то подобные подвижные области могут быть подразделены по крайней мере на два типа: 1) внутри-материковые, к которым относится большая часть крупных горных сооружений на юге Урало-Монгольского пояса и в Средиземноморском поясе, и 2) окраинно-материковые, или материково-океанические, прослеживающиеся вдоль границы Тихого океана и Азиатского континента. В некоторых из этих последних в значительной большей мере, чем в первых, обнаруживаются признаки сходства с геосинклинальными областями и поэтому они с большей или меньшей категоричностью относятся почти всеми исследователями к «живым геосинклиналям».

Перейдем теперь к более подробному рассмотрению главных особенностей послегеосинклинального этапа развития.

Комплекс осадочных и осадочно-вулканогенных формаций неотектонического этапа достаточно своеобразен. Особенно широким распространением пользуются толщи, состоящие из типичного набора терригенных пород — конгломератов, песчаников, алевролитов, глин, изредка с маломощными прослоями мергелей и пресноводных ракушечниковых известняков. Такие толщи очень похожи на континентальные молассы заключительных этапов развития геосинклинальных областей и поэтому их также называют молассовыми или молассоидными. Иногда в них намечается слабо выраженная ритмичность, в других случаях в разрезах отчетливо проявляется цикличность осадконакопления, выраженная ритмичной сменой грубо- и мелкообломочных пачек, мощность которых достигает нескольких сотен метров. Мощности

молассоидных толщ подвержены значительным колебаниям, но, в общем, очень большие: во многих впадинах они достигают 1,5—2,5 км, а в Ферганской впадине только бактрийская серия имеет мощность до 5—6 км. В пределах Тихоокеанского пояса накапливались и другие весьма специфические формации — туфо-диатомитовая, кремнисто-диатомитовая, формация зеленых туфов и другие.

Туфо-диатомитовая и кремнисто-диатомитовая формации обнаружены в краевой части внешней зоны и во всех регионах внутренней зоны Тихоокеанского пояса. Первая из них развита ограниченно и образовалась в небольших озерных бассейнах. В составе ее чередуются тонкозернистые пепловые туфы и пресноводные диатомиты, мощность не превышает нескольких десятков метров.

Кремнисто-диатомитовая формация распространена значительно более широко. Разнообразные диатомиты с морскими, реже пресноводными, формами диатомовых водорослей чередуются в ее составе, нередко ритмически, с аргиллитами, алевролитами, туфогенными песчаниками и туфами преимущественно кислого состава. Возраст кремнисто-диатомитовых формаций редко выходит за пределы неогена, мощности их достигают 1500—1700 м.

В связи с рассмотрением неотектонических формаций кремнисто-вулканогенной группы, большой интерес представляет сравнительный анализ условий образований и особенностей размещения кремнистых отложений, участвующих в строении разновозрастных геосинклинальных формаций, с одной стороны, и современных кремнистых океанических осадков — с другой. На основе такого анализа И. В. Хворова приходит к выводу, что закономерности пространственного размещения геосинклинального кремненакопления прошлого принципиально иные, чем современные: первые целиком определяются расположением соответствующих геосинклинальных систем, вторые — планетарной климатической зональностью и совсем не связаны с «современными живыми геосинклиналями».

В составе формации зеленых туфов сочетаются субаэральные вулканиты андезитового состава и осадочно-вулканогенные породы — туфоконгломераты, туфопесчаники и другие, содержащие мелководную морскую фауну и остатки наземных растений. Соотношения наземных вулканогенных и морских фаций очень сложные и характеризуются большим непостоянством. Мощность толщ значительная, местами отмечается грубая ритмичность их строения.

В пределах континентальных стабильных областей развиты почти исключительно континентальные образования — моренные и флювиогляциальные, лёссовые, аллювиальные, озерно-болотные, эоловые, мощная кора выветривания и некоторые другие; морские отложения занимают относительно ничтожные площади и представлены главным образом ингрессивными отложениями.

Среди магматических формаций широко распространены только эффузивные, интрузивы имеют резко подчиненное значение и обычно обнаруживают тесные связи с первыми. При всем внешнем разнообразии эффузивов и их пирокластов Ю. А. Кузнецов относит их только к двум формациям — андезитовой и трахибазальтовой [41-1].

Для выявления особенностей магматизма рассматриваемого этапа большой интерес представляют исследования Е. Е. Милановского на Кавказе [53-1]. По данным этого ученого, в неотектоническом этапе развития Кавказа четко выделяются две стадии — раннеорогенная (олигоцен — средний сармат) и позднеорогенная (поздний сармат — антропоген). Позднеорогенная стадия характеризуется резкой активизацией дифференциальных вертикальных движений с усилением относительной роли поднятий и формированием огромных сводов, осложненных разломами (Большой Кавказ), или системы нескольких крупных сводов (Малый Кавказ), т. е. именно тех структурных форм, которые столь типичны для областей сводово-глыбовой активизации. Формирование этих структур сопровождается становлением нескольких специфических магматических комплексов: ряда андезит-дацитовых формаций, которые резко преобладают среди других, базальтовой формации, туфолаво-игнимбритовой формации дацит-липаритового состава, сложного вулканоплутонического комплекса с сочетанием нормальных вулканитов, туфолаво-игнимбритовых образований, экструзивных и интрузивных тел.

Много общего имеется в характере проявления молодого вулканизма Камчатки и Курильских островов. Интенсивные движения неотектонического этапа, начавшиеся в позднем неогене, привели к общему поднятию обширной территории на Камчатке, а вслед за этим — к формированию грабенообразных прогибов, местами резко секущих более древние складчатые структуры. С их образованием сопряжены интенсивные проявления антропогенного вулканизма, в результате чего было сформирована мощная вулканогенная толща, относящаяся к типу андезито-дацитовых формаций. Характерны извержения центрального типа, широко развиты стратовулканы, нередко встречаются экструзивные купола. Состав вулканитов, среди которых преобладают пирокластические продукты извержений, преимущественно андезитовый.

На Курильских островах также преобладают стратовулканы с заметной ролью лавовых потоков, довольно широко распространены экструзивные купола. Вулканы здесь начали формироваться в конце неогена или начале антропогена на слабо складчатом неогеновом фундаменте.

В рассмотренных и других областях проявления молодого вулканизма отмечаются некоторые общие черты, среди которых особенно важными представляются следующие: 1) сопряженность его в пространстве и времени с образованием сводово-

глыбовых структур; 2) отсутствие видимых связей между структурными формами, сложенными вулканитами, и складчатыми структурами геосинклинального этапа развития; 3) резкое преобладание формаций андезит-дацитового типа; 4) широкое развитие пирокластических, особенно туфолаво-игнимбритовых образований; 5) повсеместное распространение наряду с эффузивами также экструзивных, а нередко и интрузивных тел.

Сравнение состава рассмотренных магматических формаций и их тектонического положения с соответствующими образованиями Верхояно-Чукотской складчатой области и Сихотэ-Алиня выявляет поразительные черты сходства (за исключением возраста): в первом из названных регионов они были сформированы на протяжении апта — раннего палеогена, во втором — в течение сенона — неогена.

Таким образом, сложные магматические комплексы эффузивно-интрузивного происхождения, характерные для неотектонического этапа развития, в такой же мере типичны и для более древних областей сводово-глыбовой орогенной активизации. Такие комплексы Е. К. Устиев предложил называть вулканоплутоническими формациями; возможно, что наиболее распространенными среди них, вне зависимости от времени их формирования, являются андезит-гранодиоритовые и липарит-гранитные формации [112].

Очень интересной особенностью магматизма послегеосинклинального этапа является повсеместное развитие наиболее поздних, обычно антропогенных базальтоидных формаций, которые очень сходны, вне зависимости от того, где они находятся — в мезозойдах или кайнозойдах Тихоокеанского пояса, в альпидях Средиземноморского пояса и т. д. Для всех этих областей типично сочетание базальтоидных формаций с формациями молассоидного ряда и приуроченность их к грабенообразным впадинам.

Важнейшей особенностью неотектоники, как это неоднократно подчеркивал В. А. Обручев, является ее германотипность. Структурные формы первого порядка по величине представлены крупными сводовыми поднятиями и депрессионными прогибами, иногда сопряженными, в других случаях изолированными; современные горные поднятия и межгорные впадины часто являются геоморфологическим их выражением.

Поднятия представляют собой пологие изгибы с большим радиусом кривизны и осложнены системами различно ориентированных разломов, благодаря чему они всегда имеют блоковое строение. Сводово-глыбовый тип структур отмечается во всех областях с интенсивным проявлением неотектонических движений, вне зависимости от того, что они собой представляли раньше: складчатые области с давно завершенным геосинклинальным режимом (мезозойды, герциниды и т. д.) или совсем еще недавно бывшие

геосинклиналями (кайнозойды); древние или молодые платформы; области догеосинклинальной архейской складчатости. Сводово-глыбовые структуры развиваются как в жестком фундаменте, так и в осадочном покрове, однако в последнем образуются также разнообразные складки. Складки покрова в своем развитии связаны с деформациями фундамента и поэтому глубина его залегания имеет решающее значение для морфологии складок и самого их появления. Настоящая альпийская складчатость отсутствует даже в тех регионах, где скорость и дифференцированность тектонических движений были наибольшими, несколько не уступающими геосинклинальным, например в Тянь-Шане или в Курило-Восточнокамчатской зоне.

Строение наиболее крупных неотектонических структур — сводовых поднятий — характеризуется рядом интересных особенностей. Они имеют разную форму и величину, но обычно сильно вытянуты и достигают огромных размеров: некоторые из них протягиваются на многие сотни и даже первые тысячи километров (Байкало-Учурский свод, свод Большого Кавказа и др.). Наклоны поверхности сводов в крыльях измеряются всего долями градуса или несколькими градусами и лишь изредка достигают 10—15°, как это наблюдается, например, в северном крыле Крымского мегантиклинория. Некоторые своды имеют в крыльях ступенчатое строение, что отчетливо выявлено в Северном и Южном Тянь-Шане, на Кавказе и в других регионах.

Сводовые поднятия, как указывалось, поражены многочисленными разломами, придающими им блоковое строение. Крупные разрывы, являющиеся поверхностным выражением глубинных разломов, нередко ограничивают сводовые поднятия и депрессии и в этом случае обуславливают определенную унаследованность этих крупнейших структур от более ранних структурных направлений, а иногда и отдельных структурных форм. Но, вероятно, в большинстве случаев структурные элементы неотектонического этапа резко наложены на более древние и обуславливают местную или общую перестройку тектонического плана. Особенно типичны разнообразные поперечные дислокации, связанные с разломами соответствующей ориентировки.

Наиболее широко распространенные структуры второго порядка — грабенообразные впадины и грабен-синклинали — особенно часто располагаются вдоль осевой части сводовых поднятий, но образуются также и на крыльях. Они ограничены с одной или обеих сторон сбросами и взбросами и нередко осложнены внутри дополнительными складками, довольно разнообразными по своим морфологическим особенностям и генезису, но чаще всего относящимися к типу брахиформных.

Такое же внутреннее строение имеют в общих чертах и крупные межгорные впадины. Осложняющие их складки, особенно многочисленные и разнообразные в краевых частях впадин, часто очень похожи на платформенные. Это сходство становится

особенно отчетливым в тех случаях, когда складки того и другого типа можно наблюдать по соседству, например, в западных районах Тянь-Шаня и прилежащих участках Туранской плиты.

Металлогения рассматриваемого этапа, в особенности эндогенная, изучена недостаточно. В некоторых крупных неотектонических впадинах, обычно в краевых частях, с покровными складками связана нефтегазоносность. Большое народнохозяйственное значение имеют сформированные в плиоцене оолитовые руды керченского типа. К зонам разломов приурочены многочисленные минерализованные источники. В областях активной вулканической деятельности формируются крупные месторождения серы и алунитов, приобретают промышленное значение термальные воды. Особо следует отметить большое сходство минерализации в таких далеко отстоящих друг от друга регионах, как Малый Кавказ и Камчатско-Корякская складчатая система, в которых обнаружены однотипные месторождения и рудопроявления ртуты и сурьмы, мышьяка (аурипигмента и реальгара), золото-серебряных руд.

Очень интересный сравнительный анализ геосинклинальных областей и областей энергичного горообразования был произведен С. С. Шульцем на основе данных неотектоники Советского Союза. По мнению этого исследователя, они отличаются главным образом общей направленностью тектонических движений (вверх или вниз), на основании чего и были отнесены к разным категориям структурных элементов. Вместе с тем по целому ряду признаков эти области близки между собой; к этим признакам относятся: степень подвижности; дифференцированность и амплитуда новейших движений; характер геофизических полей и интенсивность сейсмичности; мощность неоген-антропогенных отложений и их градиенты; общий характер рельефа и некоторые другие. Если не принимать во внимание общей направленности тектонических движений — поскольку в геосинклиналях нисходящие движения главного этапа обычно сменяются в заключительный этап движениями восходящими, — то многочисленные черты сходства областей современного горообразования с геосинклинальными областями и послужили, очевидно, главной причиной того, что первые начали отождествляться со вторыми. Однако приведенные выше данные свидетельствуют о наличии настолько существенных отличий между ними, что автору представляется совершенно невозможным объединение их в одну группу основных структурных элементов земной коры.

В заключение уместно вкратце остановиться на представлениях некоторых ученых о тектонической природе Курильской гряды, относящейся к типичным островным дугам. Эти взгляды большинством геологов не разделяются, но автору представляются очень близкими к действительности. Так, В. В. Белоусов и Е. М. Рудич пришли к выводу, что острова гряды являются либо просто молодыми вулканическими постройками, либо глыбами слабо

дислоцированных меловых и более молодых отложений. Геосинклинальное развитие в их пределах было завершено давно, а формирование самих островных дуг связано с крупнейшей системой глубинных разломов, разделяющих структуры материка и океана.

Большой интерес представляют геофизические данные о строении земной коры в пределах Курильской гряды, в частности, отсутствие гранитного слоя. В этой связи обращает на себя внимание тот факт, что глубоководные впадины Черного и Каспийского морей так же, как и некоторые другие неотектонические впадины Средиземноморского пояса, имеют кору океанического типа, на которой залегает мощный слой рыхлых осадков. Это обстоятельство, однако, вряд ли может служить основанием для отнесения этих впадин к категории «остаточных» геосинклинальных прогибов, хотя некоторые исследователи думают именно так. Следует также отметить, что в течение неотектонического этапа в целом произошло лишь незначительное и далеко не повсеместное увеличение мощности земной коры.

В связи со всем сказанным выше о «живой геосинклинали» Курильских островов уместно напомнить, что Е. К. Устиев уподобляет современные островные дуги Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, который по главным своим особенностям скорее всего относится к категории структур, возникших в результате сводово-глыбовой орогенной активизации.

Таким образом, один из главных выводов, который следует из рассмотрения особенностей строения и истории развития участков земной коры с особенно резко выраженной активностью разнообразных движений в неотектоническом этапе, в том числе и «современных геосинклиналей», заключается в том, что все они вовсе не относятся к типу геосинклинальных структурных элементов.

Этот вывод находится в полном соответствии с заключением А. А. Борисяка, Г. Штилле, В. В. Белоусова и других ученых о том, что настоящие геосинклинали вообще более не существуют. В ходе геологического развития они вместе с платформами заместились подвижными областями сводово-глыбовой орогенной активизации и стабильными континентальными областями, становление которых знаменует собой новый «виток» спирального развития земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аванесян М. Т., Гейман Б. М., Кравченко К. Н. О характере соляных дислокаций Репетекской зоны (Восточная Туркмения). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 6, с. 26—31.
2. Агапитов Д. И., Иванов В. В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое. — «Геотектоника», 1969, № 1, с. 68—82.
3. Ажгирей Д. Г. Тектонические взаимоотношения Рудного и Горного Алтая по геологическим и геофизическим данным. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1966, № 4, с. 41—55.
4. Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Об Агинской структуре Забайкалья. — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 38—46.
5. Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Красильников Б. Н. Соотношение байкальского и салаирского этапов геосинклинального развития и завершающих их складчатостей. — «Геология и геофизика», 1972, № 9, с. 37—46.
6. Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления. — «Геология и геофизика», 1967, № 6, с. 31—39.
7. Амурский Г. И., Васильев В. Г., Юферев Р. Ф. Строение и история формирования рэт-юрского (кimmerийского) структурно-формационного комплекса Средней Азии. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 12, с. 99—111.
8. Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. — «Советская геология», 1966, № 6, с. 34—47.
9. Апрельков С. Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 47—61.
10. Арипов А. А., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Султануиздагский тектонический узел. — «Геотектоника», 1971, № 1, с. 111—118.
11. Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. — «Советская геология», 1967, № 2, с. 61—82; № 3, с. 33—53.
12. Афонский М. Н. Неотектоника южной части Советского Дальнего Востока. — «Геология и геофизика», 1970, № 2, с. 64—71.
13. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий. — В кн.: МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Орогенические пояса. М., 1968, с. 74—79.
14. Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П. Использование орогенного комплекса формаций при геотектоническом районировании фундамента Туранской плиты. — В кн.: МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Орогенические пояса. М., 1968, с. 80—86.
15. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963, 244 с.
16. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.
17. Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Стратиграфия и тектоника докембрия Средней Азии. — В кн.: МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Геология докембрия. М., 1964, с. 208—218.
18. Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Формации и геологическая история докембрия Средней Азии. — В кн.: МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Геология докембрия. М., 1968, с. 59—66.
19. Белый В. Ф. Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс. — В кн.: МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Вулканизм и тектогенез. М., 1968, с. 200—207.
20. Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — «Геотектоника», 1966, № 2, с. 83—94.
21. Беляев О. Е., Кабанов Ю. Ф., Четверикова Н. П. Строение восточной части области сочленения каледонид и варискид Центрального Казахстана по геофизическим данным. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, № 5, с. 30—38.
22. Беляев О. Е., Юнаковская Ю. В. Некоторые новые данные о морфологии Центрально-Казахстанского разлома. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 123—132.
23. Белянкина М. Н. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 62—74.
24. Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. Роль автохтонных и аллохтонных формаций в строении позднедокембрийских геосинклинальных структур (на примере Енисейского кряжа). — «Геология и геофизика», 1968, № 12, с. 16—25.
25. Бернштейн Г. Л., Караетов К. К., Квартальная Г. Д. Некоторые особенности геологического строения Литвинцевского вала по глубоким горизонтам нижнего кембрия. — «Геология и геофизика», 1971, № 2, с. 128—133.
26. Бахтеев М. К., Филатова Н. И. Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 75—87.
27. Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1959, № 1, с. 3—38.
28. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1965, № 5, с. 40—68; № 6, с. 8—42.
29. Богданов А. А., Соболев Р. Н., Зыков С. И. Формирование интрузивных комплексов Центрального Казахстана в свете радиологических данных. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 4, с. 3—15.
30. Борисов А. А., Васильев В. Г. Очерки геологического строения и нефтеносности Средней Азии. М., Гостоптехиздат, 1960, 176 с.
31. Вальбе С. П. Основные черты тектоники Копетдага. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 6, с. 67—77.
32. Власов Г. М. Происхождение зонального строения Тихоокеанского рудного пояса (на примере Курило-Камчатской дуги). — В кн.: МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Вопросы металлогении. М., 1965, с. 243—257.
33. Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий и ранний палеозой). Новосибирск, «Наука», 1966, 162 с.
34. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Геохронология Енисейского кряжа. — В кн.: МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Абсолютный возраст геологич. формаций. М., 1964, с. 108—127.
35. Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Чехол молодых платформ. — В кн.: Тектоника Евразии. М., 1966, с. 300—320.
36. Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Перфильев А. С.

Султануиздаг и проблема соотношений Урала и Тянь-Шаня. — «Геотектоника», 1972, с. 88—96.

37. Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — «Геотектоника», 1973, № 2, с. 3—7.

38. Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторов А. А. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970, 232 с.

39. Дикенштейн Г. Х., Габриэлянц Г. А., Калугин П. И. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря. — В кн.: МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Деформация пород и тектоника. М., 1964, с. 211—225.

40. Жеро О. Г., Сурков В. С., Уманцев Д. Ф. Геологическое строение фундамента Западносибирской плиты. М., «Недра», 1971, 208 с.

41. Забродин В. Е. О ранних этапах развития осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 8, с. 121—125.

42. Загрузина И. А. О времени проявления основного магматизма в Анадырско-Корякской складчатой системе. — «Геология и геофизика», 1972, № 10, с. 11—16.

43. Зайцев Ю. А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. — В кн.: МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Орогенические пояса. М., 1968, с. 108—116.

44. Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А. Итоги геохронологического изучения докембрия Центрального Казахстана. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 8, с. 3—19.

45. Зарудный Н. Н. Районирование мезозойских сооружений Северо-Востока СССР по основным типам складчатости и некоторые представления о строении их фундамента. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 2, с. 24—30.

46. Захаров С. А. Спорные вопросы тектогенеза на примере тектоники Таджикской депрессии. — «Геотектоника», 1967, № 3, с. 55—62.

47. Зейлик Б. С. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 4, с. 74—90.

48. Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963, 112 с.

49. Зубцов Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1972, № 1, с. 42—56.

50. Изов Э. П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня. — «Геология и геофизика», 1966, № 1, с. 32—44.

51. Израйлев Л. М., Кропачев А. П. Тектоника центральной части Орулганского антиклинория (Северное Верхоянье). — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 89—97.

52. Каминский Ф. В., Шлосберг М. А. Позднеюрский — меловой магматизм юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 2, с. 27—38.

53. Келлер Б. М., Кузнецовский А. Г., Палец Л. М. Рифей и нижний кембрий Юго-Западного Прибалхашья. — «Советская геология», 1970, № 8, с. 121—124.

54. Кириллов Е. А. Конгломераты станового комплекса северо-западной части хр. Чернышева. — «Геология и геофизика», 1965, № 9, с. 44—55.

55. Князев В. С., Флоренский П. В. О циклическом развитии Мангышлака, Устюрта и соседних районов в пермское и триасовое время. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1968, № 3, с. 16—31.

56. Князев В. С., Шнип О. А. Магматические породы фундамента Туранской плиты. — «Советская геология», 1970, № 5, с. 69—82.

57. Красный Л. И., Жамойда А. И., Салун С. А. Результаты и задачи стратиграфических исследований на Дальнем Востоке. — «Советская геология», 1967, № 6, с. 3—16.

58. Крейденков Г. П., Распопин В. А., Фроленкова А. Я. Новые данные по стратиграфии мезо-кайнозойских отложений Северного и Центрального Памира. — «Советская геология», 1970, № 7, с. 71—79.

59. Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Этап активизации новейших тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы. — «Советская геология», 1966, № 6, с. 48—62.

60. Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Новейшая тектоника Восточного Казахстана и Джунгарии. — «Геотектоника», 1967, № 2, с. 71—87.

61. Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971, 156 с.

62. Крымус В. Н., Лыков В. И. Характер сочленения эпигерцинской платформы и альпийского складчатого пояса на юге Туркмении. — «Геотектоника», 1969, № 6, с. 52—62.

63. Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1965, № 2, с. 22—45.

64. Кузнецов В. А., Оболенский А. С. Возраст ртутного оруднения Алтае-Саянской области. — «Геология и геофизика», 1969, № 5, с. 3—10.

65. Куликов П. К., Белоусов А. П., Латынов А. А. Западносибирская триасовая рифтовая система. — «Геотектоника», 1972, № 6, с. 79—87.

66. Лазько Е. М., Кирилук В. П., Сивороцов А. А. О формациях высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия. — В кн.: МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Геология докембрия. М., 1968, с. 177—182.

67. Лазько Е. М., Кирилук В. П., Лысак А. М. Формации суперкрупных пород и принципы их выделения. В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. — «Труды Всес. симпоз.», Новосибирск, 1972, с. 119—134.

68. Лебедев М. М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. — «Советская геология», 1967, № 4, с. 57—69.

69. Лебедев-Зиновьев А. А. Девонские интрузивные комплексы центральной части Чу-Илийских гор. — «Изв. АН. СССР. Серия геол.», 1970, № 2, с. 74—86.

70. Лейпциг А. В., Мазор Ю. Р. Формации и формационный ряд Сибирской платформы. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, № 3, с. 50—68.

71. Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакоены и их место в развитии древних платформ. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.

72. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 46—60.

73. Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита. — «Советская геология», 1971, № 7, с. 107—119.

74. Марковский Б. А., Ротман В. К. О поздне меловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 6, с. 18—34.

75. Меланхолина Е. Н. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии. — «Геотектоника», 1968, № 2, с. 32—50.

76. Митропольский А. С. Гранитоидные комплексы юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области. — «Геология и геофизика», 1972, № 2, с. 3—10.

77. Неймарк А. А. Крупные ритмы в кайнозойском осадконакоплении на Северо-Востоке СССР. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1968, № 9, с. 26—32.
78. Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966, 306 с.
79. Николаев В. А. Средняя Азия. — «Труды Лаб. геол. докембрия 1952, вып. 1, с. 38—44.
80. Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита. — «Советская геология», 1968, № 5, с. 3—20.
81. Павлова Т. Г., Клитин К. А. Гранитоидные формации Байкальской складчатой области и их роль в структурообразовании. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, № 4, с. 25—35.
82. Падалка Г. Л. Об общем направленном развитии Забайкалья в связи с его металлогенезом. «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 12, с. 14—25.
83. Панов В. В., Зубков В. Ф. К стратиграфии юрских отложений Верхне-Амурского прогиба. — «Геология и геофизика», 1968, № 4, с. 69—74.
84. Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964, 300 с.
85. Портнягин Э. А., Гнутенко Н. А., Ковальчук И. А. Каменноугольный вулканизм и некоторые проблемы тектоники Гиссара (Южный Тянь-Шань). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.» 1973, № 2, с. 82—93.
86. Поршняков Г. С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. — «Вестник ЛГУ. Серия геол. и геогр.», 1962, № 6, вып. 1, с. 68—81.
87. Постельников Е. С. Верхнерифейские орогенные образования на северо-востоке Енисейского кряжа. — «Геотектоника», 1971, № 4, с. 40—53.
88. Предтеченский А. А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск, «Наука», 1967, 155 с.
89. Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. — «Изв. АН СССР, Серия геол.», 1964, № 12, с. 42—61.
90. Радкевич Е. А., Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. О месте и времени гранитоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока. — «Советская геология», 1966, № 3, с. 3—16.
91. Резанов И. А. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости и интенсивности новейших движений. — «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1968, № 8, с. 3—17.
92. Резвой Д. П. К проблеме «шарьяжей» в Алайской хребте. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1969, № 4, с. 24—36.
93. Резвой Д. П. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т. I. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1973, 164 с.
94. Рожественский В. С. О тектонике и перспективах рудности Сахалина. — «Геология и геофизика», 1966, № 3, с. 57—66.
95. Романько Е. Ф., Чернер Э. С. К геологии метаморфических толщ средней части Памира. — «Изв. АН СССР, Серия геол.», 1970, № 11, с. 34—43.
96. Рудник В. А., Собонович Э. В. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 3, с. 690—693.
97. Садовский А. И. О магматических формациях и металлогении Анюйского мегантиклинория (Чукотка). — «Советская геология», 1966, № 4, с. 41—59.
98. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I и II. М., «Недра», 1964, 1967, 516 с., 670 с.
99. Салоп Л. И., Травин Л. В. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. — «Советская геология», 1971, № 3, с. 5—19.
100. Салуи С. А. О развитии тектонических структур и вулканизма

- мезозойских складчатых систем Восточной Азии. — В кн.: МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Вулканизм и тектогенез. М., 1968, с. 108—114.
101. Сергеев К. Ф., Сирьк И. М., Туезов И. К. Сравнительная тектоника Иедзо-Сахалинской и Курильской островных дуг. — В кн.: МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Вулканизм и тектогенез. М., 1968, с. 208—210.
102. Сеницын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., ЛГУ, 1960, 258 с.
103. Симakov К. В. Допрермские отложения Омолонской глыбы. — «Геология и геофизика», 1967, № 12, с. 57—66.
104. Смирнов А. М. Раннерифейские «рудиментарные» геосинклинали Дальнего Востока и их заложение на платформенном основании. — «Геотектоника», 1968, № 1, с. 40—51.
105. Смирнов Л. М. Тектоника Западной Камчатки. — «Геотектоника», 1971, № 3, с. 104—117.
106. Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., «Наука», 1973, 258 с.
107. Сперанская И. М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 9, с. 54—69.
108. Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., «Наука», 1965, 291 с. (ЛЯГЕД АН СССР).
109. Тихонов В. И. Надвиги на Восточной Камчатке. — «Геотектоника», 1968, № 3, с. 88—101.
110. Томашевский В. Н. Структуры архея и размещение раннепротерозойских гранитоидов в восточной части хребта Кодар. — «Геотектоника», 1969, № 5, с. 104—110.
111. Туголесов Д. А. Структура поверхности дорифейского фундамента Сибирской платформы. — «Советская геология», 1970, № 8, с. 50—65.
112. Устиев Е. К. Основные проблемы изучения вулcano-плутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений. — «Труды II Всесоюз. вулканолог. совещ. Т. II. Вулканические и вулcano-плутонические формации». М., 1966, с. 183—189.
113. Филатова Н. И., Буш В. В. Герцинские геосинклинальные структуры Джунгарского Алатау. — «Геотектоника», 1965, № 3, с. 49—60.
114. Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Яшкин М. С. О юдомском комплексе Сибири. — «Геология и геофизика», 1969, № 3, с. 25—33.
115. Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Шергина Ю. П. Возраст субстрата метаморфич. серии Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 8, с. 40—46.
116. Четверикова Н. П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисид в Центральном Казахстане. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, № 6, с. 5—28.
117. Чиков Б. М. Зоны глубинных разломов складчатых областей северо-вост. окраины Азии. — «Геология и геофизика», 1972, № 5, с. 38—48.
118. Щеглов А. Д. Металлогения активизированных складчатых областей Востока СССР. В кн.: МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Вопросы металлогении. М., 1965, с. 193—202.
119. Юзвickий А. З. Томский надвиг в Кузбассе. — «Советская геология», 1966, № 6, с. 133—136.
120. Янов Э. Н. Тектоника Саяно-Алтайской складчатой области. — «Советская геология», 1966, № 8, с. 38—51.
121. Яскович Б. В., Поныкленко И. А., Болгова Г. В. К характеристике раннего докембрия Северного Тамдытау. — «Советская геология», 1971, № 12, с. 98—103.
122. Ящук В. И. Интрузивные комплексы междуречья Капа и Маны (Восточный Саян). — «Геология и геофизика», 1970, № 6, с. 39—48.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абхарвская брахиантиклиналь 312
 Агинское поднятие (массив) 356, 359
 Акатуевская свита 346
 Акбастауский антиклинорий 218
 Акбастанская серия 13, 23, 45
 Аккудунская свита 196
 Актюзская свита 265
 Акчатауский массив 206
 Ачинская свита 274
 Аладаг-Мессериянская зона 325, 327
 Аладьинская свита 17
 Алазейский выступ 390
 Алайская свита 256, 278
 Алакульская впадина 200, 218, 220
 Аламджахский интрузив 63
 Алгачинская серия 346
 Алдано-Витимский (Алданский) щит 6, 24, 27, 41, 45, 64, 65, 79
 Алданская впадина 394
 Алданский комплекс 6, 9, 27
 Алданский кристаллический массив 6, 12, 27, 41, 45, 64, 66, 82
 Алейская свита 146
 Алейский антиклинорий 149, 160
 Алейский массив 154
 Александровское поднятие 244
 Алькагваамский синклинорий 411
 Амгунская серия 345
 Амуро-Уссурийский синклинорий 361
 Анабарская антеклиза 79
 Анабарский кристаллический массив 6, 25, 31, 41, 79
 Анабарский комплекс 11
 Анадырская впадина 412
 Ангаро-Вилойский (Тунгусско-Вилойский) прогиб 69, 81
 Ангаро-Канский антиклинорий 31
 Ангаро-Ленская впадина (прогиб) 36, 38, 40, 70, 80
 Ангаро-Питский синклинорий 32
 Ангресорская свита 188
 Ануйско-Чуйская структурно-фациальная зона (прогиб, синклинорий) 141, 142, 159, 166
 Анюйская антиклинальная зона (антиклинорий) 394
 Аралаульский комплекс 203
 Арамсинская свита 268
 Арбатская свита 110
 Аркалыкский массив 203
 Атасу-Моинтинский антиклинорий 220
 Атырбахская свита 375
 Ашлярикская свита 196
 Ашхабадская впадина 325
 Аян-Уряхское поднятие 393
- Аяхтинский массив 26
- Багаджинская ступень 261
 Баджалский антиклинорий 361
 Бадхыза, складчатая система 328, 329
 Базановская свита 346
 Байкало-Алданское поднятие 79, 80
 Байкало-Ленский пояс 34, 35
 Байкальская впадина 72
 Байкальская глыба 34
 Байкальская складчатая область 33, 39, 45, 76
 Байкальский комплекс 14, 36
 Байкальское сводовое поднятие 72, 73
 Байлыкская серия 383
 Ваканасский прогиб 194, 197
 Бактрийская серия 279
 Балахонская серия 173, 174
 Балхашская впадина 220
 Балхашский антиклинорий 220, 228
 Бальджуанская свита 316
 Баратальская свита 140
 Баратальский (Кадринский) горст 140, 159, 164
 Баргузинская впадина 72
 Баргузинский комплекс 24
 Барзаское поднятие 179
 Бартагский комплекс 306
 Батеневское поднятие 126
 Баян-Аульский массив 206
 Бейская свита 114
 Бектурганская серия 185
 Белореченская свита 15
 Белообинская свита 146
 Белообинский синклинорий (прогиб) 145, 157, 161
 Белухинский антиклинорий 158, 165
 Бельсинская свита 109
 Бельсуйская серия 188
 Березовская впадина 29, 36, 38, 39
 Бериккульская свита 109
 Билляхская серия 47
 Бирюсинская серия 104, 116
 Богачевская свита 408
 Бодайбинская серия 14
 Божеханский вал 38
 Боксонская свита 107
 Большебалхано-Кубадагская антиклинальная зона 325, 329
 Большешаройская свита 267
 Большеневерская свита 339
 Большого Балхана антиклиналь 325
 Боровский комплекс 204
 Боровский массив 204
 Борусский массив 118
- Борщовочный комплекс 352
 Ботогольский массив 119
 Бохтинская свита 346
 Бошекульская свита 186
 Братская свита 52, 54
 Буготакский антиклинорий 177
 Бузачинский свод 257
 Буконьская свита 150
 Бурейнский массив 356, 363
 Бухаро-Хивинская зона 257, 261
 Бухарская свита 256, 278
 Бухарская ступень 261
 Бухарминская (Белообинская) зона 147
 Бухарминская свита 149
 Быковский антиклинорий 392
 Быркинская свита — 339
 Быстринская свита 338
 Быструшинский синклинорий 145, 146, 149, 160
 Бычинский антиклинорий 412
- Вагай-Ишимский выступ 244
 Ванчский комплекс 302
 Васмикухская свита 305
 Васюганский свод (антеклиза) 243
 Ваханская брахиантиклиналь 312
 Вахский антиклинорий 318
 Вахский разлом 333
 Ваямпольская серия 407
 Великореченский синклинорий 411
 Верхнеамурская синклинальная зона 364
 Верхнеанабарская серия 11, 16
 Верхнеангарская впадина 72
 Верхнебалахонская свита 173
 Верхневитимский пояс (структурно-фациальная зона) 34, 35
 Верхнегазимульская свита 346
 Верхневейско-Удская впадина 360
 Верхнеиндигирский синклинорий 393
 Верхнекольчугинская (ерунаковская) свита 173, 174
 Верхнеламуйская серия 11
 Верхнеленская впадина 38
 Верхнемонокская свита 110
 Верхнесокурская мулда 221
 Верхоленская свита 20, 46, 50
 Верхояно-Колымская геосинклинальная (складчатая) область 379, 391, 393
 Верхояно-Чукотская геосинклинальная (складчатая) область 416
 Верхоянская геосинклиналь (антиклинорийная зона) 81, 391
 Верхоянский комплекс 378, 380
 Вилойская синеклиза 35, 41, 68, 76, 81, 82
 Висхарская свита 303
 Витимканский комплекс 24, 46
- Возгинская свита 304
 Вороговская серия 18
 Восточноазиатская геосинклинальная (складчатая) область — 369, 416
 Восточноалтайская геосинклинальная система 166
 Восточноалтайский синклинорий (прогиб) 159, 160, 166
 Восточнобайкальская синклинальная зона 364
 Восточнокоунрадский массив 206
 Восточнопекульнейский синклинорий 411
 Восточносаянский антиклинорий 124, 125
 Восточносаянское краевое поднятие 33, 41, 80
 Восточнотаннуольский антиклинорий 123, 130
 Восточночукотский антиклинорий 394
 Восточноэхабинская складка 415
- Гаэлинская антиклиналь 261
 Гаурдакская свита 254
 Гижигинский прогиб 393
 Гиляцкая серия 406
 Гиссар-Сурхандарьинская синклинорийная зона 317
 Гиссаро-Вахский (Гиссаро-Заалайский) глубинный разлом 293, 329, 333
 Гиссарский плутон 282
 Главный Джунгарский глубинный разлом 220
 Главный Камчатский глубинный разлом 413
 Главный Тяньшанский разлом («линия Николаева») 251, 284, 293, 298
 Глушинский комплекс 18, 26
 Голоустенская свита 14
 Гональский горст-антиклинорий 413
 Горкитская свита 59
 Горловский синклинорий 177
 Горноалтайская свита 140, 141
 Горноалтайский комплекс 153
 Гродековская зона (прогиб 362, 370)
 Гродековский комплекс 351
- Даланкаринская свита 149, 150
 Далдынская серия 11, 16
 Дарваз-Баяндкинский плутон 309
 Дарваз-сарыкольский комплекс 303
 Даубихинская синклинальная зона 363
 Даурская зона 356
 Дербинская серия 104
 Джалаир-Найманская зона 212, 213
 Джебашская серия 105, 117

- Джебашский антиклинорий 127
 Джеккаганская впадина — 195, 211, 215, 229
 Желтулинская серия 7, 11
 Жельтауский плутон 205
 Джидалинская свита 270
 Джидинский синклиний 124
 Джугджурский антиклинорий 359
 Джунгаро-Балхашская геосинклинальная система 228, 229
 Джунгарский разлом 220
 Джурская свита 17
 Долинская свита 196
 Дурайская свита 59
- Енисейское поднятие (антеклиза) 31, 76, 79
 Енисейская свита 105
 Енисейский комплекс (серия) 16, 31
 Еркебидаянская свита 188
- Жанетский массив 206
 Жарсорская свита 189, 203
 Жигаловский вал 38
- Заалайская подзона 310, 333
 Зайсанская (Обь-Зайсанская) геосинклинальная система 166
 Зайсанская впадина 151, 167
 Закаспийская (Западнотуркменская) впадина 325, 328
 Западнобалхашский синклиний 220
 Западноверхооянский мегантиклинорий 391
 Западноаянский синклиний 127
 Западного Саяна поднятие 127
 Западный Сихотэ-Алиньский глубинный разлом 363
 Зауральская моноклиза 240, 245
 Зейско-Буреинская впадина 364
 Зейско-Буреинский срединный массив 369, 372
 Зеравшанская складчатая зона (антиклинорий) 286
 Зеравшано-Гиссарская антиклинальная зона 287
 Зерендинская серия 185
 Зерендинский комплекс 203
 Зерендинский плутон 203, 209
 Змеиногорский комплекс 154, 167
 Зырянская серия 384
 Зырянская впадина 394
- Иенгурская серия 7
 Илийская впадина (синклиний) 199, 218, 220
 Ильинская свита 174
 Иманская свита 336
 Имантавский плутон 202
- Имачинская свита 339
 Ипская свита 148, 172
 Инъяли-Дебинский синклиний 392
 Иокуньжская свита 305
 Иркинская антиклиналь 31
 Иркутская впадина 70, 73, 81
 Иртышская зона смятия 147, 148, 154, 155, 156
 Ирунейская серия 406
 Исфаринская свита 256, 278
 Ичинский прогиб 413
 Ишимский комплекс 204
- Кавранская серия 407
 Кадринский глубинный разлом 160
 Казанджикская впадина 325
 Каибский массив 206
 Каимская свита 140, 141
 Каиндинская свита 265
 Каиндинский грабен 215
 Калба-Нарымская структурно-фациальная зона 147, 150, 155, 161
 Калба-Нарымский батолит 155
 Калбинская свита 150
 Калбинский комплекс 155, 167
 Калбинский синклиний 162
 Кандыктасский антиклинорий 202, 212
 Канский комплекс 16, 31
 Канско-Тасеевская впадина 69, 80, 81
 Карабаурское поднятие 260
 Карабогазский свод 257
 Карагандинская впадина 221, 229
 Карагандинская свита 196
 Караджилгинский плутон 309
 Каракульский разлом 311, 333
 Каракульско-Дарвазский глубинный разлом 329
 Каратауский комплекс 249
 Каратауское поднятие 260
 Каройская серия 267
 Карсакпайская серия 185
 Карточки свита 17
 Кассанская свита 266
 Касская впадина 235
 Катагская антеклиза 79, 80, 81
 Катагский вал 68, 69, 81
 Катунский горст-антиклинорий 140, 142, 159, 164
 Кафирнигаинский антиклинорий 318
 Качергатская свита 14
 Каянчинская серия 140
 Кежемская свита 54
 Кемпендйская впадина 69
 Кемпендйские соляные дислокации 69
 Кенкольская серия 266
 Кентерлауский антиклинорий 220
- Кизир-Казырский синклиний 125
 Кийский массив 62
 Кинчакбайский массив 202
 Киряка-Тас горст 97
 Китчанское поднятие 383, 395
 Ковачинская серия 406
 Кодаро-Кеменский интрузив 30
 Кодаро-Удоканский прогиб 30, 45
 Кокджотская серия 266
 Кокпектинская антиклиналь 215
 Кокпектинская свита 150, 162
 Кокпектинская синклиниориевая зона 162
 Коксуйская серия 185, 186
 Кокузенский горст 158
 Кокчетавская свита 185
 Кокчетавский антиклинорий 209
 Кокчетавское поднятие (массив) 205, 209, 227
 Кокшаальская складчатая система 288
 Кокшаровский комплекс 353
 Колтогорская впадина 240
 Колымский срединный массив 389, 392, 399
 Кольчугинская серия 173
 Кондомская свита 109
 Копетдагский мегантиклинорий 323
 Копьевское поднятие 130
 Коргонский прогиб 144
 Крапивинское поднятие 179
 Крековские известняки 171
 Криволуцкая серия 52
 Кряккудукский комплекс (массив) 203, 204
- Куандинский комплекс 22
 Кубадагская антиклиналь 325
 Кувайская серия 104, 117
 Кузнецкая впадина (прогиб) 178, 181, 182, 232, 235
 Кузнецкая (Пустопорожня) свита 173
 Кукульбейский комплекс 352
 Кукшинский массив 118
 Кулиндинская свита 337
 Култубарская свита 147
 Кулябская свита 316
 Кумачдаринский массив 310
 Кунгейский плутон 280
 Курайский глубинный разлом 160
 Курдайский комплекс 202
 Куртушибинский антиклинорий 127, 130
 Куртушибинский массив 118
 Курультино-гонамский комплекс 7
 Куульское поднятие 394
 Куу-Чеку мульда 216
 Кушмурунская впадина 240
 Кызылатрская зона 325, 327
 Кызылнуринская свита 275, 276
- Кызылнуринский комплекс 283
 Кызыларватский выступ 325
 Кызылсуйский надрив 311
 Кыринский комплекс 352
 Кыстав-курчумская свита 147, 148, 149
 Кюрендагская антиклинальная складка 324
- Ладыженско-Колутонская впадина 215
 Ларгасинская свита 347
 Ларьякский прогиб 241
 Лено-Анабарская впадина 100, 394
 Ленская впадина 394
 Линденская впадина 69
 Литвинцевская антиклиналь 36
 Лондоковская свита 338
 Луинская складка 415
 Люливорская свита 239
 Ляпинская впадина 244
- Мадыгенская свита 276
 Майнский комплекс 119
 Майданская свита 186
 Майкаин-Экибастузская антиклинальная зона 212
 Майкюбинская мульда (впадина) 199
 Майский антиклинорий 412
 Майская серия 10, 11, 30, 62
 Май-Тасский массив 206
 Майтубинская свита 151
 Макаровская свита 52
 Макбальская брахиантиклиналь 284, 288
 Макбальская свита 265
 Макинский интрузив 204
 Малобалханская антиклиналь 324
 Малоульбинская свита 149
 Малохетская антиклиналь 243
 Мальцевская ступень 245
 Мальцевская свита 174
 Мамская серия 13, 14
 Мамырская свита 52
 Мангышлакская зона 260
 Мангышлакский прогиб 252
 Манжерокская свита 140
 Манский синклиний 125
 Мартайгинский комплекс 119
 Массажетская серия 279, 307
 Минусинский межгорный прогиб (впадина) 123, 128, 136, 159, 232
 Моладжикская впадина 394
 Момукский глубинный разлом 311
 Монголо-Охотский глубинный разлом 29, 350, 358, 369, 372
 Монголо-Охотский пояс (субгеосинклиналь) 356, 359, 364, 369, 370, 371
 Мотская свита 19, 20, 50
 Музбельское поднятие 260

- Музкольский комплекс 302
 Муйская впадина 72
 Муйская глыба 34
 Муйская серия 12, 13
 Муксуйский надвиг 311
 Мукунская серия 47
 Мундыбашская свита 109
 Мувское поднятие (свод) 41, 66, 79
 Мургабская впадина 257
 Мургалский антиклинорий 412
 Мыттекинская свита 305
- Надкарагадинская свита 196
 Назаровская впадина 128, 130
 Начикинская складчато-глыбовая зона 413
 Нельдинская свита 265
 Нерчинский прогиб 358
 Нерчинскозаводская свита 338
 Нерчинскозаводской антиклинорий 356
 Нижнеамурский синклиний 361
 Нижнебалахонская свита 173
 Нижневартовское поднятие 244
 Нижнемонокская свита 110
 Нижнекольчугинская свита 173
 Нижнесырдарьинский свод 257
 Ниязско-Еременьяуская антиклинальная зона 212
 Ново-Михайловская мульда 216
 Норильский интрузив 63
 Нуриинский синклиний 216
 Ньюско-Жербинская впадина 38, 39
- Обихумбоуский плутон 309
 Обско-Газовская синеклиза 241
 Обь-Зайсанская геосинклиналь (геосинклинальная система) 228
 Олекминская серия 8
 Оленекская синеклиза 66
 Оленекское поднятие (свод) 12, 41, 66, 79
 Олойская впадина 394
 Ольгинская серия 348
 Ольдойская впадина 393
 Ольдойская свита 340
 Омолонско-Тайгоносский массив 398
 Омолонский массив 390, 393
 Омская (Нижнеиртышская) синеклиза 241
 Омсукчанская впадина 394
 Омсукчанский комплекс 388
 Омутнинская свита 339
 Онопская свита 337
 Ортауский массив 206
 Ороченская серия 406
 Орулганский антиклинорий 391
 Оспинско-Китойский массив 118
 Острогская свита 173
 Охинская складка 415
- Охотский комплекс 388
 Охотский массив 390, 398
 Охотско-Чукотский вулканический пояс 385, 396, 401
 Падриинская серия 13
 Парапамиза складчатые сооружения 329
 Паропольская впадина 412
 Патомская серия 14
 Патомская складчатая зона 39
 Пеледуйское поднятие 38
 Пенжинский синклиний 411
 Первомайский разлом 414
 Погоройская свита 17, 19
 Подъемная серия 18
 Полоусненское поднятие 389
 Полуйский вал 245
 Поцигайское поднятие 66
 Потоскуйская (красногорская) свита 17
 Предбайкальский краевой прогиб 20, 34, 36, 40, 46, 75
 Предверхоянский краевой прогиб 68, 81, 100, 394, 401
 Предкопетдагский краевой прогиб 324, 329
 Приаргунская структурно-фациальная зона 358
 Прибайкальский вулканический пояс 23
 Прибалханская зона 325, 327
 Прибрежный батолит 388
 Прибрежный краевой вулканический пояс 363
 Приенисейская моноклиза 240, 241
 Приенисейский антиклинорий 32
 Прикольское поднятие 389
 Приленская складчатая зона 36, 75
 Приморский комплекс 355
 Приомолонский прогиб 393
 Пстанский массив 202
 Путоранская серия 57
 Пыль-Караминский вал 241
- Репетекская зона поднятий 261
 Риштанская свита 256, 278
 Рыбинская впадина 70, 80, 81
- Сайлюгемская серия 144
 Саксаул-Дала впадина 212
 Салаирский антиклинорий 176, 181
 Сангиленская глыба 123
 Саракочшинский массив 154
 Сарджалская (даубайская) свита 151
 Сарыбидаикская свита 188
 Сарысу-Тенизское поднятие 205, 211, 213, 229
 Сасыксорская свита 186
 Сауксайская свита 304
- Саурский комплекс 154, 205
 Саянский комплекс 116
 Саяно-Тувинский глубинный разлом 127, 130
 Северной горы массив 118
 Северная зона Памира 310, 330, 331, 333
 Северобалхашский синклиний 220
 Северовосточная зона смятия 157
 Северокорякский антиклинорий 412
 Североминусинская (Чебаково-Балахтинская) впадина 128, 130
 Северопамирская подзона 311
 Северопамирский мегантиклинорий 312
 Североприаральская зона 257
 Северососьвинское поднятие 244
 Сержиинская свита 149
 Сетта-Дабанский антиклинорий 392
 Синюшинский антиклинорий 160
 Сихотэ-Алинская геосинклиналь (складчатая система) 361, 370, 371, 372
 Сихотэ-Алинский антиклинорий 362
 Сихотэ-Алинский глубинный разлом 363
 Сихотэ-Алинский прогиб 370
 Слюдянская серия 15, 104
 Сорбулакская свита 306
 Сорбулакский антиклинорий 310
 Соснового Байца свита 15
 Союзненская свита 336
 Срединный антиклинорий 413
 Среднеамурская впадина 361
 Среднепенжинская впадина 412
 Среднетатарский массив 62
 Становая складчатая система 45
 Становой комплекс 89, 25, 45
 Сузакская свита 256, 278
 Суифунская впадина 362
 Султануиздагская серия 248
 Сулу синклиналь 221
 Сулу-Медие мульда 216
 Сумсарская свита 256, 279
 Сунтарский выступ 41
 Сургутское поднятие 244
 Сурхандарьинский синклиний 318
 Сусамырский плутон 280
 Сухопитская серия 17, 18
 Сыдо-Ербинская впадина 128, 130
 Сындырский комплекс 62
 Сырдарьинская впадина 257
 Сырадайсаянская брахиантиклиналь 97
 Сырдинский антиклинорий 125
- Тагильский синклиний 244
 Тайгоносский массив 390, 393
 Такырская свита 148, 149, 150, 172
 Таласо-Ферганский глубинный разлом 290, 291, 294, 298, 300
- Талицкий антиклинорий 158
 Таловский горст 412
 Таловский массив 175
 Тамватнойский массив 410
 Тамдинская серия 267, 268
 Тангульский комплекс 119
 Тарбагатайский антиклинорий 217, 218
 Тарейское поднятие 96
 Таримская платформа 288
 Тарханская свита 148
 Тасевская свита 18
 Тас-Хаяхтахское поднятие 389
 Таштышская свита 113
 Таштышское поднятие 130
 Тейская серия 16
 Тектурмасский антиклинорий — 220, 222
 Телескольская свита 186
 Тельбесский комплекс 154
 Тениз-Коржункульская мульда 216
 Тенизская впадина 195, 211, 215, 229
 Тентекская свита 196
 Тентекская синклиналь 221
 Тепловская свита 340
 Тешторгинская серия 13, 23, 45
 Теректинская свита 139, 141
 Теректинский глубинный разлом 160
 Теректинский горст 142, 152, 158
 Терскейский плутон 280
 Тигрецкий синклиний 158, 159
 Тигильская серия 406
 Тимптонская серия 7, 16
 Тобольский вал 245
 Токовская впадина 70, 82
 Токрауский синклиний 220, 228
 Томская свита 173
 Томский массив 117, 125
 Торгашиинская свита 108
 Торткудукская свита 186
 Точинское поднятие 243
 Туаркырские дислокации 257, 260
 Тувинский прогиб 122, 123, 130, 136, 159
 Тугурский антиклинорий 359
 Тулай-Киряка-Тас горст 97
 Тунгусская синеклиза 41, 63, 68, 69, 81
 Тунгусиинская серия 17
 Тунгусский комплекс 56
 Тункинская впадина 72
 Тункинский синклиний 124
 Тургайский прогиб (синеклиза) 257, 259
 Тургинская свита 348
 Туриинский выступ 244
 Туркестанская свита 256, 278
 Туркмено-Хорасанская складчатая система 323
 Турочакский массив 154

- Туруханское поднятие 33, 46, 67, 75, 76
Тымь-Поронайский разлом 414
Тюлькуламский антиклинорий 220
Тюменская впадина 240
Тюменская свита 237
Тюратамский прогиб 252
- Уволжская серия 18
Удере́йская свита 16, 17
Удоканская серия 9, 23, 30
Удский антиклинорий 359
Уйменско-Лебедский прогиб (син-
клинорий) 154, 159, 166
Уйская серия 10, 30, 62
Уктурская серия 347
Улканская серия 10
Улунтуйская свита 14
Улутауская серия 185
Улутауский антиклинорий (подня-
тие) 211, 227
Ульбинская свита 149, 150
Упранский глубинный разлом 312
Урало-Тобольский антиклинорий
244
Уренгойская впадина 240
Уринское поднятие (антиклинорий)
36, 38, 39
Уртынджалский комплекс 186
Урулонгуевская свита 337
Усинская впадина 127
Усинская свита 109
Усольская свита 20, 50
Успенская зона смятия 222
Успенский синклинорий 220, 222
Устьбельский массив 410
Устьботомская свита 49
Устьенисейская (Пясинская) впадина
241, 242
Устьянгарская (ослянская) серия 17
Устькутская свита 52
Учурская серия 10
Учурский прогиб 10
Ушаковская свита 14, 20
Ушмунская свита 338
Уштобинская свита 185
Уянская серия 10
- Ферганская впадина 290
- Хайрюзовский горст-антиклинорий
413
Ханабадская свита 256, 279
Ханкайский (Уссури-Ханкайский)
массив 362
Хантайско-Рыбинское поднятие 67,
80
Ханты-Мансийская синеклиза 241
Хапчанская серия 11
Хараулахский выступ 395
- Хатангская впадина 68
Хатырско-Наваринский антиклинори-
ый 412
Хингано-Бурейнский антиклинорий
361
Ходжа-Икан соляной купол 317
Ходжа-Мумын соляной купол 317
Ходжа-Сартис соляной купол 317
Холоджиканский прогиб 360
- Цагайская свита 348
Центральная зона Памира 312, 331
Центральноазиатский геосинкли-
нальный пояс 134
Центральноказахстанский вулкани-
ческий пояс 216
Центральноказахстанский разлом
222
Центральнокамчатский прогиб 414
Центральнокаракумский свод 257,
259
Центральнопамирский (Акбайталь-
ский) глубинный разлом 312, 313
Центральнопамирский мегасинкли-
норий 312
Центральносахалинская синклинори-
евая зона 414
Центральносахалинский глубинный
разлом 414
Центральнотуранский глубинный
разлом 251
- Чаганузунский массив 152
Чадобецкое поднятие 67
Чадобецко-Иркинеевский вал 68
Чазрыкская свита 110
Чакырганская синклинальная зона
260
Чангетская серия 277
Чарджоуская ступень 261
Чарская глыба 7, 29, 30, 45
Чарский антиклинорий 162
Чарышско-Теректинская зона (под-
нятие) 158, 166
Чаткало-Нарынская зона 265, 297
Чатыркульский комплекс 203
Чеганская свита 239, 256
Челябинская серия 237
Черемшанская свита 144
Черского хребта, поднятие 389
Чертовская свита 52
Чечумская серия 383
Чикишлярская зона 325, 327
Чингасанская серия 17, 18
Чингизский антиклинорий 205, 212,
217
Чингиз-Тарбагатайская антикли-
нориевая система 217, 218
Чингинская свита 110
- Чу-Илийская (Бетпак-Далинская)
складчатая система 212, 215
Чуйская впадина (Алтайская) 144,
151, 167
Чуйская синеклиза (Казахстанская)
257, 259
Чуйская свита 13
Чуйское поднятие 212, 213
Чуйско-родарский комплекс 23
Чукотское поднятие 394
Чульманская впадина 70
Чулымская свита 59, 82
Чулымская синеклиза 241
Чуно-Ангарская антеклиза 69, 79,
80, 81
Чуно-Бирюсинский вал 69
Чурубай-Нурина свита 221
Чушкакульская антиклиналь 259
- Шансорская свита 191, 204
Шарьжалгайская серия 15, 104
Шаханская свита 196
Шахтаминский комплекс 353
Шемурдагская свита 112
Шорский массив (Мрасский анти-
клинорий) 127
Шутарская свита 17, 18
Шурумсайская антиклиналь 215
- Ыллымахский интрузив 65
Экибастузская мульда 216
- Юдомо-Майский прогиб 10, 30, 79
Юдомский комплекс (свита) 48, 51,
62
- Южная зона Памира 310, 312, 331
Южноалтайская зона 139
Южноверхоанский синклинорий 392,
393
Южногиссарская зона 287
Южногиссарский глубинный разлом
251
Южноджунгарский антиклинорий
218
Южноджунгарский разлом 219
Южнокамчатский антиклинорий
413
Южнокаспийский срединный мас-
сив 327
Южномангышлакское поднятие 260
Южноминусинская впадина 127
Южноохинская складка 415
Южнотаймырская складчатая зона
110
Южнотуркменский глубинный раз-
лом 323, 324
Южноферганский глубинный раз-
лом 287
Юстыдская серия 144
Юхтинская свита 59
- Яванский синклинорий 318
Янская синклинориевая зона 393
Яно-Кольмская синклинориевая
зона 392
Японо-Охотская геосинклиналь 416,
419
Яхсуйский синклинорий 317

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.		Стр.
<i>Глава первая. Области докембрийских складчатостей</i>	3	Полезные ископаемые	179
Сибирская платформа	3	Некоторые особенности развития и структурное положение	180
Нижний структурный этаж	6	Центральный Казахстан	182
Стратиграфия	6	Стратиграфия	184
Магматизм	20	Магматизм	200
Тектоника	27	Тектоника	207
Внутренняя структура фундамента	27	Полезные ископаемые	223
Строение поверхности фундамента	41	Основные этапы развития	226
Полезные ископаемые	42	Западно-сибирская плита	230
Основные этапы развития	44	Нижний структурный этаж	232
Верхний структурный этаж	47	Стратиграфия и магматизм	232
Стратиграфия	47	Строение фундамента	233
Магматизм	61	Верхний структурный этаж	235
Тектоника	66	Стратиграфия	235
Полезные ископаемые	76	Тектоника	240
Основные этапы развития	78	Полезные ископаемые	246
<i>Глава вторая. Области палеозойской складчатости</i>	84	Туранская плита	247
Таймыр и Северная земля	84	Нижний структурный этаж	248
Стратиграфия	85	Стратиграфия и магматизм	248
Магматизм	92	Строение фундамента	250
Тектоника	95	Верхний структурный этаж	254
Полезные ископаемые	97	Стратиграфия	254
Некоторые особенности развития и структурное положение	97	Тектоника	257
Алтае-Саянская складчатая область	101	Полезные ископаемые	261
Восточная часть Алтае-Саянской горной страны (сибирские каледониды)	101	Тянь-Шань	262
Стратиграфия	103	Стратиграфия	265
Магматизм	116	Магматизм	280
Тектоника	121	Тектоника	284
Полезные ископаемые	132	Полезные ископаемые	295
Основные этапы развития	134	Основные этапы развития	297
Западная часть Алтае-Саянской горной страны (герцинские сооружения Алтая и Калбы)	137	<i>Глава третья. Области мезозойской и кайнозойской складчатости</i>	301
Стратиграфия	138	Памир	301
Магматизм	152	Стратиграфия	302
Тектоника	155	Магматизм	308
Полезные ископаемые	162	Тектоника	310
Основные этапы развития	164	Таджикская депрессия	314
Салаир, Томь-Колыванская зона и Кузбасс	168	Стратиграфия и магматизм	314
Стратиграфия	169	Тектоника	317
Магматизм	175	Копетдаг и Большой Балхан	319
Тектоника	176	Стратиграфия	319
		Тектоника	323
		Полезные ископаемые областей мезозойско-кайнозойской складчатости	328
		Тектоническая позиция и некоторые особенности развития Памира, Таджикской депрессии и Копетдага	328
		<i>Глава четвертая. Области мезозойской складчатости</i>	334
		Забайкалье и Дальний Восток	334
		Стратиграфия	336
		Магматизм	349
		Тектоника	355
		Полезные ископаемые	365
		Основные этапы развития	368
		Северо-Восток (Верхоянско-Чукотская складчатая область)	373
		Стратиграфия	374
		Магматизм	386

	Стр.
Тектоника	389
Полезные ископаемые	397
Основные этапы развития	398
<i>Глава пятая. Область кайнозойской складчатости</i>	<i>403</i>
Камчатско-Корякская система, Курильские острова и Сахалин . .	403
Стратиграфия	404
Магматизм	409
Тектоника	411
Полезные ископаемые	415
Основные этапы развития	416
<i>Глава шестая. История формирования структуры</i>	<i>421</i>
Догеосинклинальный этап	421
Геосинклинальный этап	431
Послегеосинклинальный этап	438
Список литературы	448
Предметный указатель	455

Евгений Михайлович Лазько

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ II. АЗИАТСКАЯ ЧАСТЬ

Издание второе, переработанное и дополненное

Редактор издательства Е. К. Семилеткова
 Технический редактор Л. Н. Шиманова
 Переплет художника А. Е. Григорьева
 Корректор В. П. Крымова

Сдано в набор 5/V 1975 г. Подписано в печать 15/VIII 1975 г. Т-15013.
 Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 29. Уч.-изд. л. 34,5.
 Тираж 10 000 экз. Заказ 253/4587-1. Цена 1 р. 45 к.

Издательство «Недра», К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
 Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете
 Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
 196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.